

Tartu Ülikool
Loodus- ja täppisteaduste valdkond
Ökoloogia ja maateaduste instituut
Geoloogia osakond

**SELISOO LAUGASTE SEIRE KAEVANDUSE MÕJU TUVASTAMISEKS SOO
VEEREŽIIMILE**

Magistritöö keskkonnatehnoloogias (30 EAP)

Lii Vammus

Juhendaja: Marko Kohv, PhD

Kaitsmisele lubatud:

Juhendaja

allkiri, kuupäev

Tartu

2017

Selisoo laugaste seire kaevanduse mõju tuvastamiseks soo veerežiimile

Selisoo kõrval tegutseva Estonia maa-aluse kaevanduse mõju hindamiseks soo veerežiimile viidi aastatel 2015–2016 kolmel korral (sügis 2015, kevad 2016 ning sügis 2016) läbi seire, mis keskendus laugaste käitumise jälgimisele. Hüpoteesi kohaselt intensiivistaks kaevanduse põhjustatud alandus vertikaalset vee voolu ning vastavad muutused oleks registreeritavad laugastes. Vaatluse all olid laugaste suhteline serva kõrgus ühemeetrises tsoonis ning põhjade üleskerked. Uuringu teostamiseks valiti kaks ala, üks neist rabakupli keskmest ida pool, kaevandusega külgnevas piirkonnas ning teine võrdluseks lääne pool. Kogutud andmeid kasutati ka töö raames koostatud kõrgusmodelite valideerimiseks.

Töö tulemusena ilmnas nii laugaste suhteliste serva kõrguste kui ka põhjade üleskergete erinevus kahe ala vahel. Lisaks veenduti kõrgusmodelite sobivuses kameraaltööks. Seire raames töötati välja ka poolautomatiseeritud meetodika suurema pindala monitoorimiseks ning analüüsimiseks, millest on koostatud eraldiseisev artikkel.

Märksõnad: laukad, märgalade seire, kaevandustegevus, põlevkivi

P470 Hüdrogeoloogia, geoplaneering ja ehitusgeoloogia

Detecting the impact of the mine on the water regime in Selisoo bog pools

For assessing the impact on the water regime of the underground mine, adjacent to Selisoo bog, monitoring were carried out on three times between years 2015–2016 (autumn 2015, spring 2016 and autumn 2016) focusing on behavior of bog pools. According to the hypothesis, depression caused by mining would enhance vertical inflow which can be registered through changes in bog pools. Relative bank height in a meter zone and uplift of pool bottoms were under observation. Two plots were selected each side of bog dome, one in eastern side, also adjacent to the mining and another one in the western side, for comparison. Collected data were also used for verifying the reliability of digital elevation models which were also created during the project.

As a result of the work, difference between plots were found in relative bank heights and also in uplifts of bog pool bottoms. Equally found, created digital elevation models are suitable for further analysis. Semi-automatized methodology was also developed within this process for monitoring larger areas and also for conduct different kind of analysis. About this subject, separate article has been composed during the process.

Keywords: bog pools, wetland monitoring, mining, oil shale

P470 Hydrogeology, geographical and geological engineering

SISUKORD

Selisoo laugaste seire kaevanduse mõju tuvastamiseks soo veerežiimile.....	2
Detecting the impact of the mine on the water regime in Selisoo bog pools	2
SISUKORD	4
SISSEJUHATUS.....	5
1. KIRJANDUSE ÜLEVAADE	7
1.1. Selisoo geoloogiline taust ning seni tuvastatud kaevanduse mõju	7
1.2. Soopinna kõikumised	12
1.2.1. Pinna deformatsioonid.....	12
1.2.2. Laugaste areng ja sesoonsed muutused	13
2. UURINGUALA JA METOODIKA.....	15
2.1. Selisoo	15
2.2. Käsimeetodid	15
2.3. Ortofotod ja kõrgusmodelid.....	17
2.3.1. Kõrgusmodelite valideerimine	19
2.3.2. Laugaste põhjade kerkimise analüüs.....	20
3. TULEMUSED JA ARUTELU.....	21
3.1. Käsimeetodid soos	21
3.2. Erinevate meetoditega saadud tulemuste võrdlus kõrgusmodelite valideerimiseks..	25
3.3. Laugaste põhjade kerkimise analüüs	28
4. JÄRELDUSED.....	30
TÄNUSÕNAD	31
KASUTATUD KIRJANDUS	32
LISAD	35
Lisa 1. Võrdlevad vaated koos keskmise serva kõrgusega.	35
Lisa 2. Assessing multi-temporal water level changes with UAV based photogrammetry	39
Lihthitsents lõputöö reprodutseerimiseks ja lõputöö üldsusele kättesaadavaks tegemiseks.....	56

SISSEJUHATUS

Sood on unikaalseks elupaigaks mitmetele taimede ja loomaliikidele ning nende veerežiimil on oluline roll sealsetele ökoloogilistele ja biokeemilistele protsessidele, mis tagavad soo säilimise. Märgalade säilitamine ning taastamine on rahvusvahelise tähtsusega, mida reguleerivad nii EL direktiivid kui ka spetsiifiliselt märgaladele keskendunud kokkulepped, nt nagu Ramsar-i konventsioon. Seega on oluline tagada, et inimtegevus ei ohustaks kaitsealuste märgalade veerežiimi.

Lähtuvalt Selisoo kõrval tegutseva Estonia maa-aluse põlevkivi kaevanduse laienemisest soo suunas, on viimase mõju korduvalt uuritud erinevatest vaatepunktidest (Hang *et al.*, 2009; Hang *et al.*, 2012; Marandi *et al.*, 2013; Paiste, 2014; Kraun, 2014). Teema rohke tähelepanu peegeldab muuhulgas üheselt võetavate tulemuste puudumist kaevanduse negatiivse toime kohta soo veerežiimile.

Kinnitust on saanud, et muutused põhjavee tasemetes on toimunud (Hang *et al.*, 2009; Kohv, 2016a; Kohv, 2016b; Paiste, 2014). Käesolev töö pakub täiendavat teemakäsitlust laugaste seire kontekstis. Võib oletada, et kaevanduse poolt vee välja pumpamisel tekkiva alarõhu toimel intensiivistub soos vertikaalne vee liikumine, mis avaldub laugaste veetasemetes. Samuti põhjustaks see laugastes ülemise soojenenud veekihi liikumist sügavuse suunas, tõstes põhjas temperatuuri. Viimane on oluliseks faktoriks mikroorganismide elutegevusel, soodustades nende aktiivsust ja metaani eraldumist, mis on põhjade üleskerke põhjuseks (Karofeld *et al.*, 2008; Karofeld & Tõnisson, 2012).

Seire eesmärgiks oli tuvastada muutused laugastes, mis võiksid tuleneda kaevanduse mõjust. Tegevuse raames arendati lisaks välja uudne meetoodika, mis põhineb fotogrammeetrial ning millega on võimalik teostada poolautomatiseeritud taimestiku ja laugaste seiret soodes. Käesoleval töö on meetoodika väljatöötamisel kokkupuute koht kõrgusmodelitelt saadud tulemuste valideerimisel käsimõõtmistega. Kõigil huvilistel on võimalik väljaarendatud meetoodikaga täpsemalt tutvuda Kohv *et al.* (2017) käsikirja kaudu, mis on esitatud magistritöö lisana.

Põhiline eelis uuel meetoodikal on, et seirel kasutatakse mehitamata õhusõidukit (drooni) ja fotoaparaati, mil viisil on võimalik monitoorida oluliselt suuremat ala väiksema ajakuluga, kui seda on inimjõudu kasutades. Võrdluseks võib tuua, et kui ligi 20 lauka läbi käimiseks ja

mõõtmiseks kulub keskmiselt kuus tundi, siis kolme tunniga on võimalik teha ettevalmistustööd (markerite maha märkimine, GPS koordinaatide määramine jmt) ning üles pildistada kaks ala, mis kumbki koosneb ligikaudu 120 laukast. Samuti ei nõua meetod kuluka aparatuuri, nt (aero)laserskanneerimisel kasutatavast laserskänneri omamist, vaid on teostatav oluliselt odavamate vahenditega.

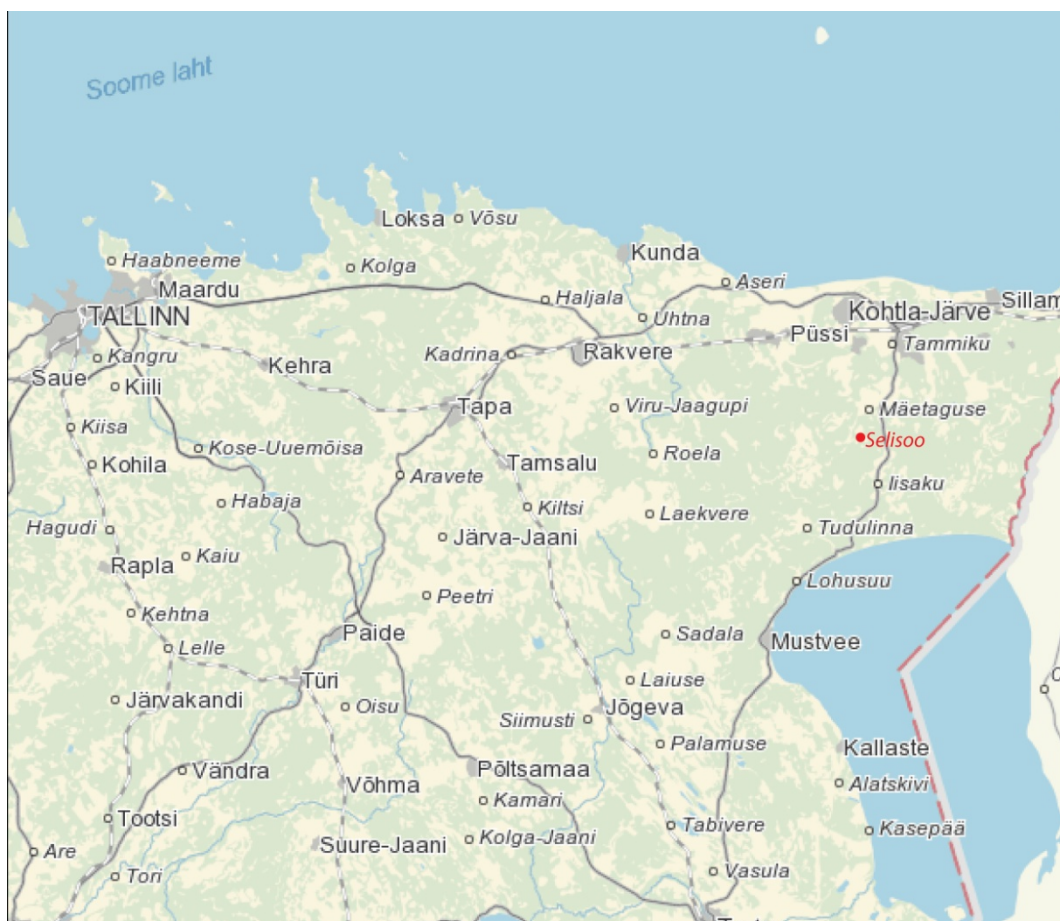
Kuna kogu protsess on kompleksne ja töö hõlmab ka osi, mille praktilise poolega on magistr töö autori kokkupuude minimaalne, on alljärgnevalt selguse huvides välja toodud konkreetselt autori panus:

- käsimõõtmised kolmel korral idapoolsel alal;
- käsimõõtmistega saadud andmete töötlemine ja statistiline analüüs, kahe ala erinevuste või nende puudumiste hindamine;
- mõõtmised kõrgusmudelilt;
- kõrgusmudelilt saadud andmete töötlemine ja statistiline analüüs, mudeli usaldusväärsuse hindamine;
- laugaste põhjade käitumise analüüs ortofotodelt.

1. KIRJANDUSE ÜLEVAADE

1.1. Selisoo geoloogiline taust ning seni tuvastatud kaevanduse mõju

Selisoo, mis asub Ida-Virumaal, Mäetaguse vallas (joonis 1), on nagu teisedki Eesti sood kujunenud pärast viimast mandrijää taandumist ning on seotud tugevasti pinnamoega. Mineraalmaa soostumiskolded on olnud madala reljeefiga, maapinnalähedase põhjavee ja vähese või puuduliku äravooluga maa-alad. Peipsi nõos on sood alguse saanud mandrijää poolt vormitud orgudes ja nõgudes, kus vee infiltreerumist pinnase sügavamatesse kihtidesse on takistanud vettpidav, nt savist pinnakate. Vee äravoolu tõkestavad kõrgemad pinnavormid ja üldiselt tasane pinnamood. (Valk, 1988)



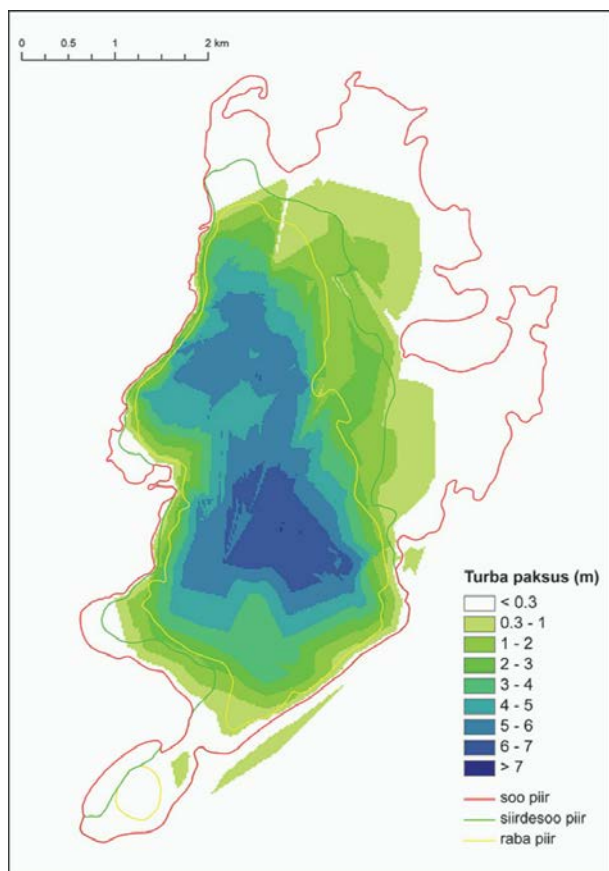
Joonis 1. Selisoo asukoht. (Aluskaart: Maa-ameti kaardiserver, 2017)

Selisoo on lääne poolt piiritletud Mäetaguse oosiga ning kagus kirde-edela suunalise seljakuga. Ülejäänud soo piirid on täna kuivenduse tõttu ebamäärased ja tuvastatavad vaid

mullakaardi alusel. Selgemalt eristub 0,5–2 m kõrgune rabarinnak. Üldist reljeefi iseloomustab lõunasuunaline kallakus 1,7 m/km, mis määrab ka üldise vee liikumissuuna. (Hang *et al.*, 2009)

Soostumisele on kaasa aidanud soo alune kergelt nõgus mineraalpinna reljeef, mis on kaldu nii lõuna kui ka ida suunas (Kirt, 2009). Raba all esinevad 1–2 m kõrgused ja 100–200 m jalami laiusega kirde-edela suunalised seljandikud, mille orientatsioon ühtib piirkonna suuremate pinnavormide, Mäetaguse ja Iisaku oosi suunaga. Olles risti üldisele reljeefi kallakusele, on need takistanud vee lõunasuunalist äravalgumist ja loonud eeldused soo tekkeks. (Hang *et al.*, 2009; Hang *et al.*, 2012; Kirt, 2009)

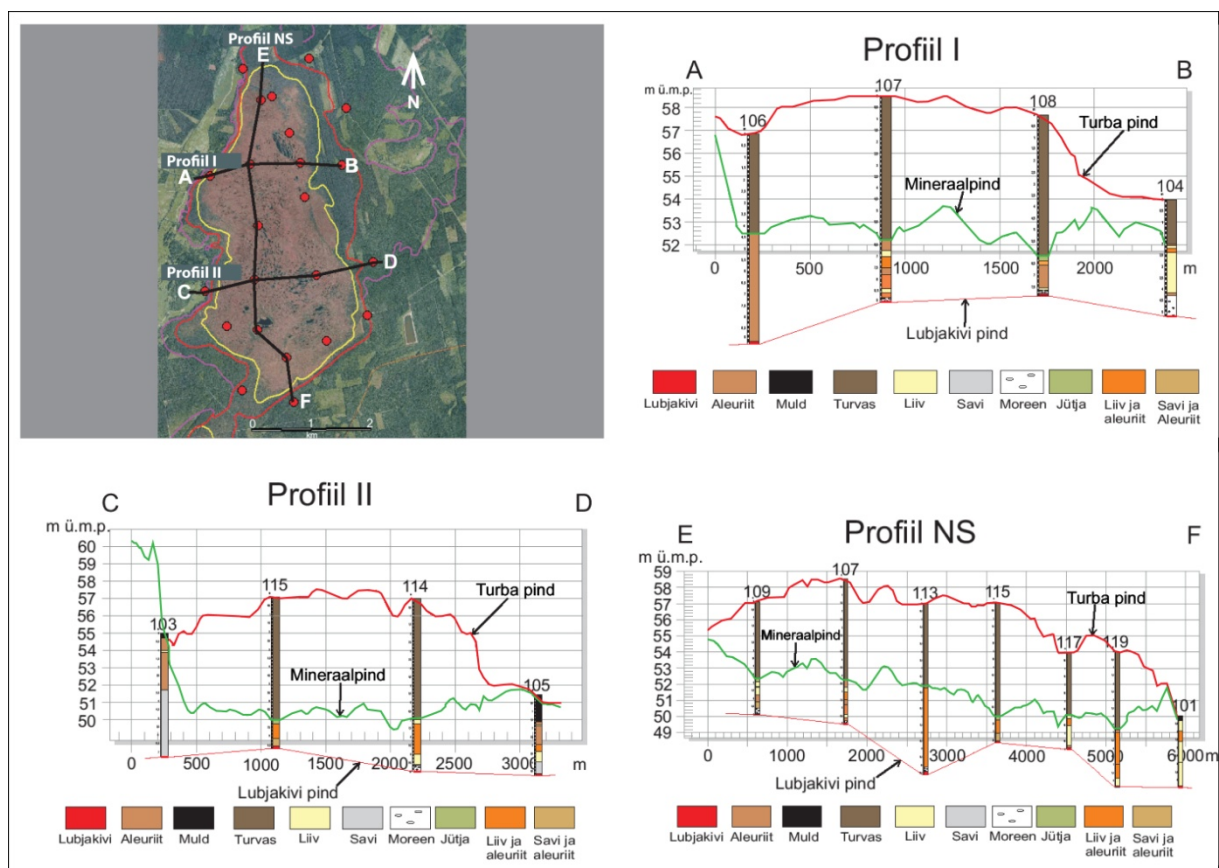
Selisoo raba koosneb kahest omavahel liitunud rabakuplist, ja nii on turbalasund tinglikult kahe paksuskeskmega. Suurimad kõrgused on 58,5 m ü.m.p. põhja pool ning 57 m ü.m.p. lõunapoolsel laamal. Suurimad teadaolevad turba paksused on ca 6,3 m põhja pool ja ca 7 m lõunapoolses osas. Raba keskosas on turba paksused 5–5,5 m ja ääre aladel 3–4 m (joonis 2 ja 3). (Kirt, 2009)



Joonis 2. Selisoo raba turbalasundi paksused. (Hiimaa, 2011)

Selisoo piirkonna pindmised vooluveed jagunevad kaheksasse valgasse. Soost lähtuvad vooluhulgad on muutlikud ja sõltuvad valgla suuruselt, pinnakattest ning taimestikust, samuti sademete hulgast, infiltratsioonist ja aurumisest. Suurem osa rabas kogunenud veest valgub lõunaosa kraavidesse. (Hiiemaa, 2011)

Pinnakatte mineraalsed setted koosnevad enamasti peeneteralisest liiv-aleuriidist ja vähemal määral savist, põhja ja kirde pool ka moreenist. Paksused jäävad vahemikku 1,1–9 m, olles valdavalt alla 3–4 m. Veejuhtivusnäitajad erinevad neis mitmekordselt, olles suurimad soo lõuna- ja idaosa liivastes setetes, kus filtratsioonikoefitsient K jääb vahemikku 0,27–6,40 m/d, samas kui väikseimad K väärtused on soo all läbivalt nii moreeni kui ka aleuriidi setetes 10^{-4} m/d. Samuti varieerub suurtes piirides vertikaalne veejuhtivus ning setetes puudub, sarnaselt erinevate settetüüpide järgnevusele ka vertikaalse K väärtuste jaotuse seaduspärasus. (Kirt, 2009)



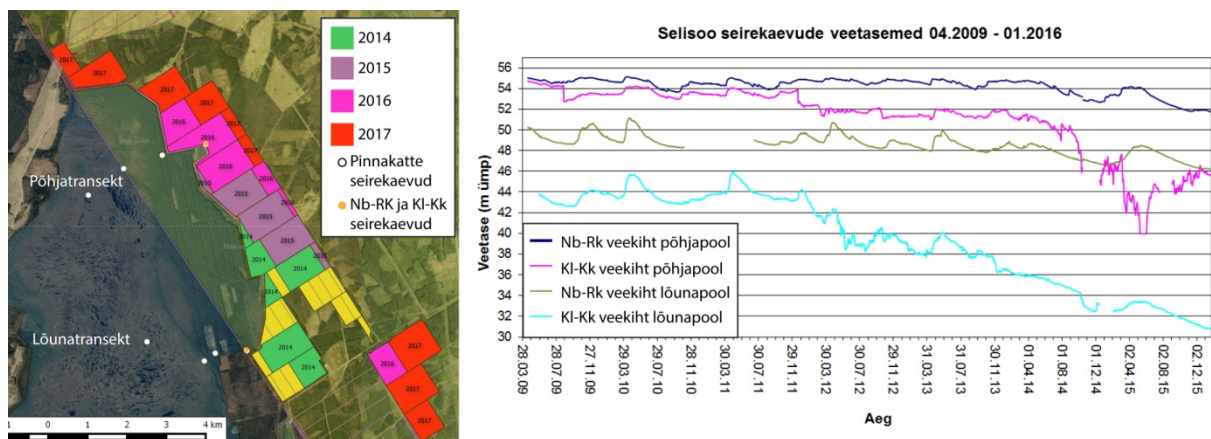
Joonis 3. Turba paksuse ja sooluse pinnakatte profiilid koos asukohtadega (hallil taustal). (Kirt, 2009)

Selisoos piirkonnas on põlevkivi kaevanduse mõju all peamiselt kolm veekompleksi. Vabapinnaline Kvaternaari veekompleks, mis antud piirkonnas omaette põhjaveekihti ei moodusta (Hang *et al.*, 2012), on 5–10 m paksune ja seotud nii turbaga kui ka soolaste mineraalsete setetega. Kvaternaari veekompleks on hüdrauliliselt ühenduses Ordoviitsiumi veekompleksiga, kus vettandvateks kivimiteks on karbonaatkivimid. (Marandi *et al.*, 2013) Viimane jaguneb maapinnalt loetuna Nabala-Rakvere, Keila-Kukruse ja Lasnamäe-Kunda veekihtideks. Ordoviitsium-Kambriumi veekihti moodustavad nõrgalt tsementeerunud peeneteralise liivakivid ning kivimite paksus on 20 m. Sealne põhjavesi otseselt kaevandusvee moodustumises ei osale, vaid liigub alanduslehtri piires Ordoviitsiumi veekihti. (Hang *et al.*, 2009)

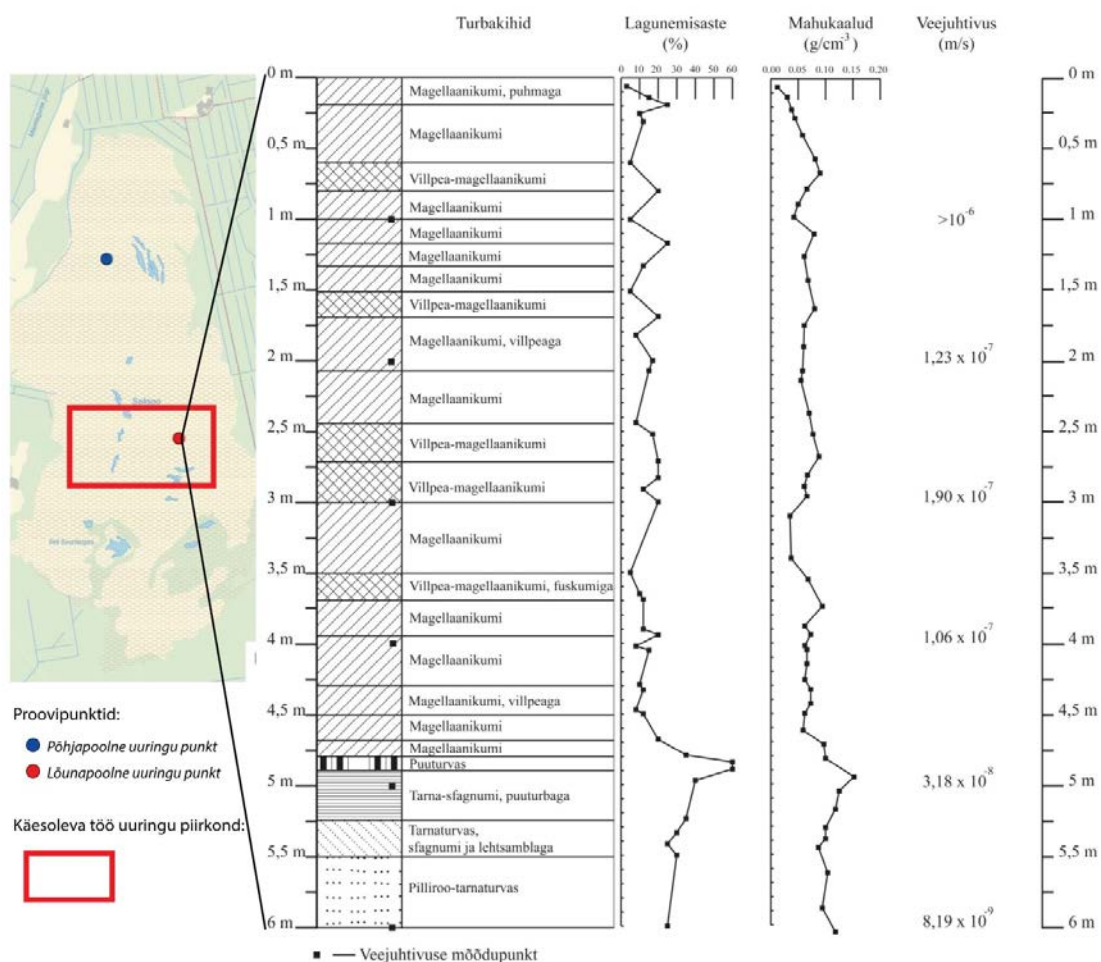
Kuivendamine toimub Keila-Kukruse veekihtist, mis lasub põlevkivi kihindil ja mille lasumissügavus on 60–65 m. Vee vertikaalne liikumine toimub nii pindmisest Nabala-Rakvere kui ka tõusva vooluna lamavast Lasnamäe-Kunda veekihtist, mistõttu on ka nendes näha piesomeetrilise taseme alanemist. (Hang *et al.*, 2009)

Hetkel tuvastatud Keila-Kukruse veetaseme kõikumised on tugevasti seotud kaevandustegevuse kaugusest soo suhtes. Mõju veetaseme alandusele tuleneb nii kaevanduseks vajaliku vee ärastamisest kui ka põhjaveekihti toiteala läbi lõikamisest. (Paiste, 2014) Veetasemete alanemine seirekaevudes ühtib ajaliselt kaevandustegevuse arenguga (joonis 4), kajastudes märgatava langusena Keila-Kukruse veekihtis ning järelmõjuna ka Nabala-Rakvere veekihtis. Alandused on jälgitavad nii lõuna- kui ka põhjapoolsetes seirekaevudes. Lõuna pool on Keila-Kukruse veekiht langenud perioodil 04.2009 – 01.2016 13 m ja Nabala-Rakvere veekiht kolm meetrit, põhja pool on vastavad alandused üheksa ja kolm meetrit. (Kohv, 2016a)

Veetasemete alanemist on seireperioodil 2011–2017 näha ka pinnakattes, kus see ulatub turbas enamasti mõnekümne sentimeetrini ja mineraalses settes jääb paari meetri ümber. Suuremad mõjud ilmnevad raba pinnal selle põhjapoolses osas, olles tõenäoliselt tingitud kaevanduse tekitatud alanduslehtri jõudmisest soo alla. Lõuna pool on mõjutused väiksemad tänu paksemale turbakihtile, samuti on seal tuvastatav vett halvasti juhtiv turbast veepide (joonis 5), mis eraldab veekihte turba ja mineraalsete setete vahel. (Kohv, 2016b)



Joonis 4. Kaevandustegevuse areng aastate jooksul koos seirekaevude paiknemisega. Kõrval vastav veetasemete alanemine Nabala-Rakvere ja Keila-Kukruse veekihi seirekaevudes. (Kohv, 2016a; autori poolt modifitseeritud).



Joonis 5. Lõunapoolse rabalaama veejuhtivused koos turbakihtide lagunemistasme ja mahukaaludega. (Banyasz, 2012; autori poolt modifitseeritud)

Turba veejuhtivus, mis sõltub nii kompaktsioonist kui lagunemisastmest ja turba tüübist, varieerub sügavuse suunas ning on antud juhul üldistatult vaadeldav kolme eraldi kihina. Esimeses meetrises kihis on horisontaalne filtratsioonikoefitsient 0,1 m/d ja vertikaalne 0,01 m/d. Teine kiht on kuni 3,4 m paksune, mille horisontaalne- ja vertikaalne filtratsioonikoefitsient on vastavalt 0,03 m/d ja 0,001m/d. Kolmas kiht on maksimaalselt 2,2 m, 0,002 m/d horisontaalse ja 0,0007 m/d vertikaalse filtratsioonikoefitsendiga. Määratud turba veejuhtivused, mis kattuvad käesoleva töö uuringualaga, on toodud ka joonisel 5. Olles seotud lamava kihi veejuhtivuse omadustega, kus parema läbilaskega lamav kiht soosib lasuva kihi vertikaalset vee liikumist, on spekulieritud, et vähese turbakattega alalt võib vertikaalne vee läbivool kiireneda Nabala-Rakvere põhjaveekihi 10 meetrise alanduslehtri korral. (Hang *et al.*, 2009) Mudeli simulatsiooni järgi põhjustaks kaevandamine Selisoo kõrvalt turbas 2,5 m alanduse ning vertikaalne vee infiltratsioon läbi turba tõuseks 140% (Marandi *et al.*, 2013).

2016. aasta seisuga on tuvastatud järjest suurenev vertikaalne veerõhkude gradient pinnakattes, millest võib järeldada, et vertikaalne vee liikumine on kiirenenud ka pinnakattest lubjakividesse. (Kohv, 2016b). Mudelarvutustest johtuvalt on soo säilimiseks vajalik sooluse veepideme olemasolu või turba veejuhtivus alla 10^{-5} m/d, mis takistaks vabapinnalise vee infiltratsiooni Ordoviitsiumi veekompleksi. (Marandi *et al.*, 2013) Soo veetase püsiks mudelarvutuste põhjal looduslikul tasemel piisava sademetehulga puhul, mis tagab netoinfiltratsiooni 200 mm/a (Hang *et al.*, 2012).

1.2. Soopinna kõikumised

1.2.1. Pinna deformatsioonid

Aastajati liigub soo pind peamiselt sademetest ja auramisest tingitud vee mahu muutusele üles ja alla. Vastavat fenomeni nimetatakse soo hingamiseks. (Van der Schaaf, 1999) Pinna liikumine on lineaarses seoses pinnasevee tasemega (Fritz *et al.*, 2008). Kui tase alaneb, väheneb poorirõhk ning turvas tiheneb (Kennedy & Price, 2005). Sesoonne madalseis ilmneb enamasti suve lõpus ja kõrgeim tase on talve lõpus või varakevadel (Van der Schaaf, 1999). Sellised kõikumised jäävad enamasti alla 5 cm (Kennedy & Price, 2005; Glaser *et al.*, 2004), kuid põhjapoolsetel aladel on täheldatud ka suuremaid muutusi, 10 cm ja üle selle (Van der

Schaaf, 1999; Fritz *et al.*, 2008). Eestis on rabapinna kõikumisi mõõdetud kuni 25 cm aastase amplituudiga Umbusi ja Laukasoo rabas (Kohv, suulised andmed).

Ruumilised erinevused liikumiste ulatuses tulenevad ühelt poolt turbakihi paksusest ja mahumassi muutustest, kuid võivad oluliselt sõltuda ka spetsiifilise taimeliigi levikust. Keskmise veetase ja kõikumised selle ümber on kontrollivaks faktoriks domineeriva taimeliigi levikule. Teatud taimed väldivad veega küllastust juurte tsoonis. (Fritz *et al.*, 2008)

Äkilisi soo pinna kerkeid võib põhjustada gaaside järsk vabanemine. Sel juhul on tegemist lühiajalise kerkega, mis jääb mõne tunni sisse. Glaser *et al.* (2004) on registreerinud nelja tunni sisse mahtuvaid, 10 cm piiresse jäävate liikumiste amplituudi taustal ka üle 20 cm ulatuvaid pinna tõusmisi. Gaasi vabanemisest põhjustatud kerked on suurima amplituudiga põuasel ajal. Pinnasevee taseme tõustes vähenevad ka kerked. (*ibid.*) Üldiselt jääb erinevatest teguritest põhjustatud soo pinna sesoonsete liikumiste amplituut 30 cm piiresse (Glaser *et al.*, 2004; Kohv *et al.*, 2017).

1.2.2. Laugaste areng ja sesoonsed muutused

Laukad on oma olemuselt sekundaarse tekkega rabale iseloomulikud veekogud, mis on arenenud seisuveega nõgudest - älvestest (Belyea & Lancaster, 2002). Eesti soodes on esimene intensiivsem älveste kujunemise periood toimunud ligi 3200–2800 aastat tagasi, ja teine, hetkel kestav periood on alguse saanud ligi 1800 aastat tagasi (Karofeld, 1998). Älveste edasine areng on toimunud tänu ümbritseva ala turba akumulatsioonile ja lauka põhjas toimuvale turba lagunemisele, mistõttu on nii älved kui ka laukad pidevas arengus. (Belyea & Lancaster, 2002; Karofeld & Tõnisson, 2012) Älveste laienemine toimub eelistatult risti soo platoo kallakule ja pinnavee voolule (Belyea & Lancaster, 2002), laienemine piki kallakut on pärsitud rabapeenra nõlvaga (Karofeld, 1998). Mõningal määral mõjutab allanõlva arengut veesambast tekkiv hüdrostaatiline surve, mis kallakust tingituna küljele avaldub. Tänu hapniku sisaldusele, intensiivistub veega kokkupuutel turba lagunemine servadel, mis soodustab lauka pindalalist kasvu. (Belyea & Lancaster, 2002) Vertikaalne vee vool, mida mõjutab suurema veejuhtivusega mineraalse sette lasumine turbakihi all, soosib samuti täiendava hapniku allikana laugaste arengut (Comas *et al.*, 2005; Comas *et al.*, 2011).

Älveste-rabapeenarde kujunemine on sõltuv erinevatest turbasammalde liikidest. Älveste vahelisel alal olevad liigid lagunevad aeglasemalt ning säilitavad oma füüsilise struktuuri

kauemaks kui need liigid, millest hiljem laukad kujunevad (Nungesser, 2003). Nii kujunevad älveste vahele kõrgemad peenrad.

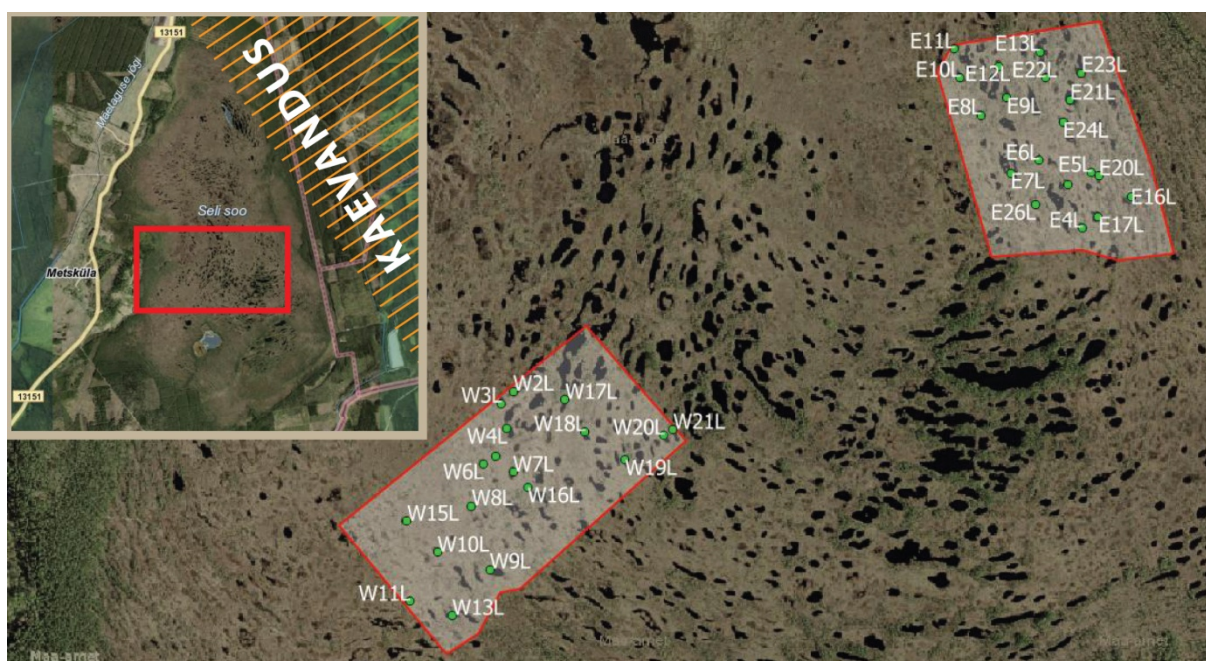
Erinevalt ülejäänud soo massiivist, kus 1,5 m sügavusel, 6–8 °C juures, happelises ja anaeroobses keskkonnas on lagundavate mikroobide elutegevus pärsitud, tõuseb temperatuur lauka põhjas sesoonselt, aktiveerides mikroobide elutegevust ja sellega kaasnevat turba lagunemist (Karofeld *et al.*, 2008). Sellise sügavusega (1–1,5 m) on keskmiselt Endla soostiku Männikjärve soo laukad (max 2,2–2,5 m) (Karofeld & Tõnisson, 2012).

Temperatuuri ületamisel 13–14 °C intensiivistub mikroorganismide elutegevus (*ibid.*). Gaasi lahustuvus väheneb ja orgaanika lagundamisel tekkiv metaan jääb lõksu põhjas oleva turba pooridesse. Sellest tingituna hakkavad lauka põhjad üles kerkima. Kõige intensiivsemalt toimub see kuni 1,5 m sügavustes laugastes, sest sealsed põhjad jõuavad piisavalt soojeneda. Sügavamates laugastes ei jõua temperatuur tihtipeale vajalikule tasemele tõusta. (Karofeld *et al.*, 2008) Temperatuuri alanedes suureneb gaasi lahustuvus ning väheneb metaani produktsioon. Kui põhja üles kerkimine toimub pigem ebaühtlaselt, siis sellise keskkonna muutusega kaasneb lauka põhja järsk tagasilaskumine (Karofeld & Tõnisson, 2012).

2. UURINGUALA JA METOODIKA

2.1. Selisoo

Seireks on valitud kaks laugastega sarnaselt kaetud territooriumit, millest üks asub soo idapoolses (tähis E), ligikaudse pindalaga 11,6 ha ja teine läänepoolses (tähis W) osas, pindalaga 14,8 ha (joonis 6). Idapoolne ala asub kaevandustegevusele lähemal ja on tinglikult nõ uuringuala. Kaugemal asuv läänepoolne ala on valitud referentsiks. Mõlemad alad on omavahel pinnamoe poolest sarnased, langedes ühtlaselt soo keskosast meeter 350 m kohta ida pool ja meeter 700 m kohta lääne pool (Kohv *et al.*, 2017). Samuti on sarnasus taimkatte osas, kus valdava enamiku moodustavad erinevad turbasambla liigid ning puudega katvus on 7% ($\sigma=7,6$) ida- ja 3,6% ($\sigma=5,5$) lääne alal (*ibid.*).



Joonis 6. Uuringuala. Lääne- ja idapoolse ala tinglikud piirid ja valimi moodustunud laukad. (Aluskaart: Maa-ameti kaardiserver, 2017)

2.2. Käsimõõtmised

Kummalgi alal tehti kolmel korral samaaegselt laugaste servade käsimõõtmised eesmärgiga registreerida veetasemete suhtelised kõrgused. Mõõtmised toimusid septembris 2015, mais 2016 ja uuesti septembris 2016. Käsimõõtmised said ajastatud nii kuivale- kui ka suurvee

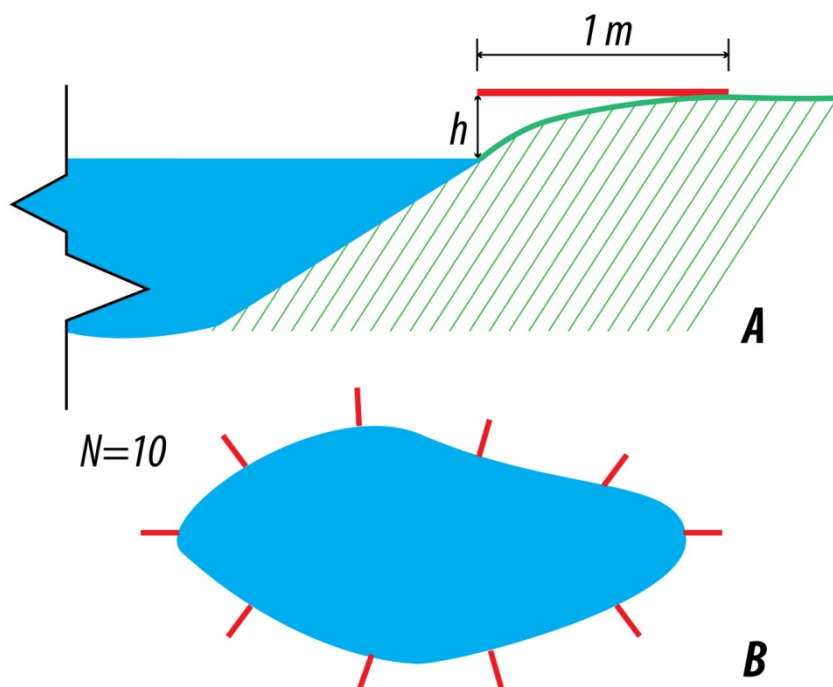
perioodile. Hüpoteesi kohaselt ilmnevad põhjavee liikumisest tingitud laugaste veetaseme erinevused maksimaalselt kahe ala vahel sademetevaese perioodi lõpus. Tasemete ühtlustumine peaks ootuspäraselt toimuma kevadise suurvee ajal, kus sademed ja lume sulavesi täidavad laukad mõlemal alal ühtemoodi maksimumini.

Esimesel korral mõõdeti ida pool 20 ja lääne pool 16 laugast. Valimi suurus sõltus peamiselt mõõtmisteks kuluvast ajast e sellest, kui palju ühe tööpäeva jooksul jõuti laukaid läbi käia. Kuna vaid 13 laugast kummalgi alal sai kaetud drooni seirealaga, valiti teisel korral sama suure valimi ligikaudseks säilitamiseks ja kahe ala omavaheliseks adekvaatsemaks võrdluseks lisaks uued laukad. Seega teisel ja kolmandal korral mõõdeti ida osas 19 ja lääne osas 18 laugast, millest kokkuvõtteks kattuvad nii ida kui ka lääne pool 13 laugast kõigil kolmel mõõtekorral.

Suhtelise serva kõrguse mõõtmine toimus iga lauka puhul kümnest kohast ümber lauka, kus meetrises tsoonis mõõdeti soopinna kõrgeima koha kõrgus lauka veepinna suhtes (joonis 7). Mõõtmisteks kasutati 1,5 m pikkust loodi, mille külge oli kinnitatud tollipulk. Serva kõrguseks loeti loodi ja veepinna vaheline kõrgus sentimeetrise täpsusega. Tulemused lauka kohta keskmistati ning alade omavaheliseks võrdluseks viidi saadud andmete põhjal läbi statistiline analüüs. Viimaseks valiti Studenti t-test ($\alpha=0,05$), millele eelnes normaaljaotusele vastavuse kontroll-test. Statistiline analüüs viidi läbi kasutades SAS Studio tarkvara. Kahe ala omavaheliste statistiliste võrdluste puhul on arvestatud kõikide mõõdetud laugaste tulemusi. St sügis 2015 on võrreldud ida 20 ja lääne 16 lauka andmeid, kevad ja sügis 2016, vastavaid 19 ja 18 lauka andmeid.

Kahe ala ja erinevate mõõtmiskordade üldiseks võrdluseks keskmistati omakorda mõõdetud laugaste keskmised tulemused.

Välitööde käigus pildistati mõõdetud laukad ning viidi hilisemal analüüsil kokku keskmiste serva kõrgustega.



Joonis 7. Käsimõõtmised: A – lauka serva kõrguste mõõtmised; B – mõõtmiste jaotus ümber lauka.

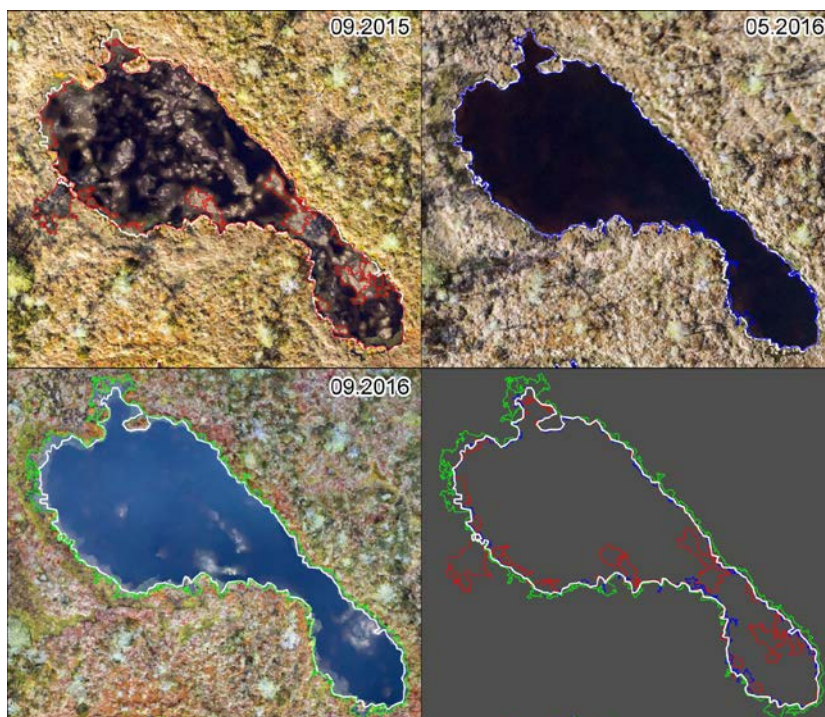
2.3. Ortofotod ja kõrgusmudelid

Käsimõõtmistega samal ajal toimusid droonilennud üle kahe ala, mille käigus piirkonnad pildistati. Loodud ortofotosi ja hiljem genereeritud kõrgusmudeleid on kasutatud antud magistritöö praktilises osas ning seega on järgnevalt lühidalt esitatud nende tegemise kirjeldus.

Pildistamiseks kasutati staatilist 16 mm objektiiviga Sony A5100 RGB kaamerat. Lennu kõrgus määrati ning optimaalne lennu trajektoor koostati *Mission planner* tarkvara abil, määrates fotode ülekatte rajal ja radade vahel vastavalt 70% ja 55%. Lennu kõrgus oli 2015. aastal 100 m ja 2016. aastal 80 m maapinnast. Lennud toimusid automaatrežiimis, kus droon järgis etteantud trajektoori ja kõrgust lennukontrolleri *Pixhawk* abil. Mõlemad alad pildistati eraldi, kiirusel 5 m/s, ja iga lend kestis u 20 minutit. Lennu käigus genereeriti ligikaudu 200 fotot, mida hiljem kvaliteedi tõstmiseks töödeldi tarkvaraga *Adobe Lightroom*. (Kohv *et al.*, 2017)

Piltidest ortofoto ja edasi 3D mudeli loomiseks kasutati *Agisoft Photoscan* tarkvara. Ortofoto georefereeriti varem maha markeeritud, teadaolevate koordinaatidega punktide kaudu. Viimase määramiseks kasutati RTK GPS süsteemi (*Topcon HiPer V*), mille horisontaalse ja vertikaalse positsioneerimise täpsus jääb vastavalt 2 cm ja 5 cm sisse. Ortofotode piksli suurus on 2,5 cm. 3D punktipilv puhastati ning klassifitseeriti, resultaatiks saadi enamasti 700-800 punkti/m² koosnev tulem, millest eksporditi 10 cm piksli suurusega raster DEM (Digital Elevation Model) väljundina. (*ibid.*) Lõpptulemuseks saadi kuus kõrgusmodelit, kolm lääne ja kolm ida uuringuala kohta.

Ortofotodelt eraldati kahel viisil laugaste piirid kasutades *ArcGIS Maximum Likelihood* (ML) klassifikaatorit. Klassifitseeriti eraldi vee ja maapinna pikslid. Ühel juhul leiti laugastele piirid iga konkreetse korra puhul, klassifitseerides vee pind, mistõttu on need kõigil ühe ala ortofotodel pisut erinevad. Teisel juhul, kuna laukad on pidevas looduslikus muutumises, aga ka sõltuvalt pildistamise ajalisest iseärasustest, valiti kolme lennukorraga saadud lauka piiride parim ühilduvus. Sellega sooviti vähendada juhuslikku müra, nt varjude vmt piirjoone sisse või välja sattumist (joonis 8). Nii on kõigil kolmel erineva perioodi kõrgusmodelil laukad ühesuguse piirjoonega. (*ibid.*)



Joonis 8. Erinevatele kordadele vastavad lauka piirjooned (värviliselt) ja kolme korra ühine piirjoon (valge). 09.2015 on näha varju ala, mis on loetud lauka osana. (Kohv et al., 2017)

Laugaste veetasemed leiti mediaanväärtustena DEM-ist hõlmates kõik pikslid, mis jäid eelmises etapis leitud lauka piirist (k.a.) 0,3 m sisse poole. Samuti määrati hilisemaks usaldusväärsuse kontrolliks ära lauka piirist ühe meetri laiune puhverala, mille piires teostati autori poolt digitaalsed mõõtmised.

Täiendava huvi korral võib tutvuda Kohv *et al.* (2017) artikliga, mis on toodud lisas 2, kus on kõrgusmodelite loomise ja eeltöö protsess põhjalikumalt lahti kirjutatud.

2.3.1. Kõrgusmodelite valideerimine

Kõikidelt kõrgusmodelitelt tehti digitaalselt kolmeteistkümnelt kattuvalt laukalt analoogsed mõõtmised käsimõõtmistele. St leiti kõrgeim punkt laugast ümbritsevas ühemeetrises tsoonis kasutades vabavara QGIS (v 2.18) tööriista *Terrain profile*. Vigade vältimiseks, mida põhjustas tööks kasutatud piiratud ekraaniga sülearvuti, kontrolliti, et lugemi väärtus jääks samadesse piiridesse, mida vastav tööriist *Table* all ka ise genereerib. Täpsemalt, kui lugeda kõrgust ainult profiililt, siis juba väiksemagi kursori nihke korral võib vastus erineda mõnikümmend sentimeetrit.

Serva kõrgus saadi lahutades serva absoluutväärtustest veepinna absoluutväärtus. Kokku mõõdeti niiviisi laukaserva suhtelist kõrgust kümnel profiili ümber lauka. Kogutud andmed lauka kohta keskmistati ning võrdluseks välimõõtmistega viidi läbi statistiline dispersioonanalüüs (Dunnett'i test – erinevate gruppide võrdlus ühe kontrollgrupiga). Analüüsiks kasutati SAS Studio tarkvara.

Kõrgusmodelite usaldusväärsuse kontrollimiseks kasutati ka aerolaserskanneerimise andmeid, mis teostati Maa-ameti poolt 6. mail 2016 (so kaks päeva peale meiepoolset andmete kogumist). LiDAR'i andmed on tihedusega 2,1 punkti/m², täpsusega 15 cm horisontaal- ja 9 cm vertikaalsuunas. Andmetest koostati maapinnapunktideks klassifitseeritud punktidest ühemeetri piksli suurusega DEM. Kahe erineval viisil saadud kõrgusmodeli võrdlusteks lahutati droonipõhisest kõrgusmodelist LiDAR'i kõrgusmodel. (Kohv *et al.*, 2017)

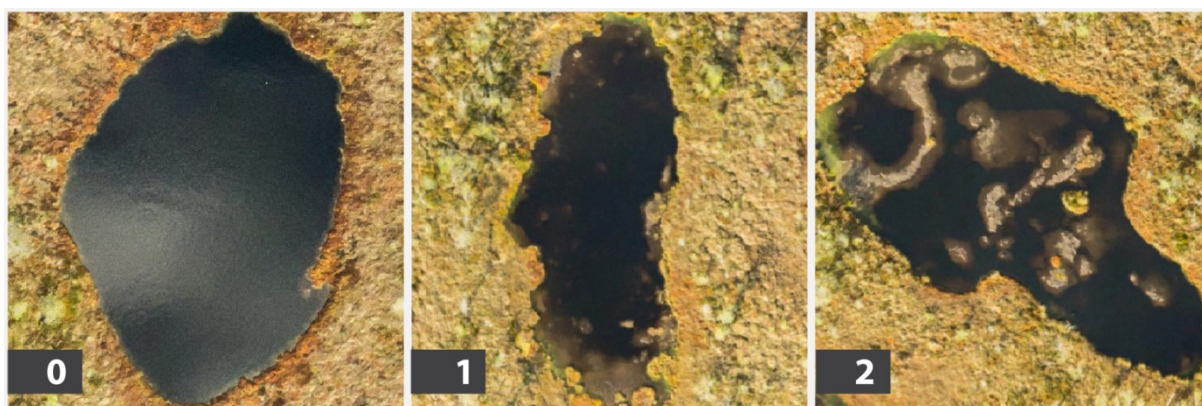
2.3.2. Laugaste põhjade kerkimise analüüs

Olles seotud põhjatemperatuuriga, tuvastati 2015. ja 2016. aasta sügise ortofotodelt laugaste põhjade üleskerked. Sesoonselt üleskerkivad põhjad on kergesti eristatavad, sest neil puudub taimestik, mis pikemalt „ujuvatele“ saartele üsna kiiresti tekib. Põhjade kerked liigitati vastavalt kerke ulatusele kolme gruppi:

0 – põhi ei ole üles kerkinud;

1 – põhi on osaliselt üles kerkinud;

2 – põhi on üles kerkinud vähemalt kolmandiku ulatuses (joonis 9).



Joonis 9. Näited põhjade üleskergete liigitusest.

Laugaste valimi moodustasid kõik drooniseirel saadud ortofotol olevad laukad. 2015. aastal koosnes valim W alal 100 laukast ja E alal 97 laukast. 2016. aastal oli valimi suurus vastavalt 137 ja 122 laugast.

Igale grupile leiti osakaal vastaval aastal ning osakaale võrreldi kahe ala vahel.

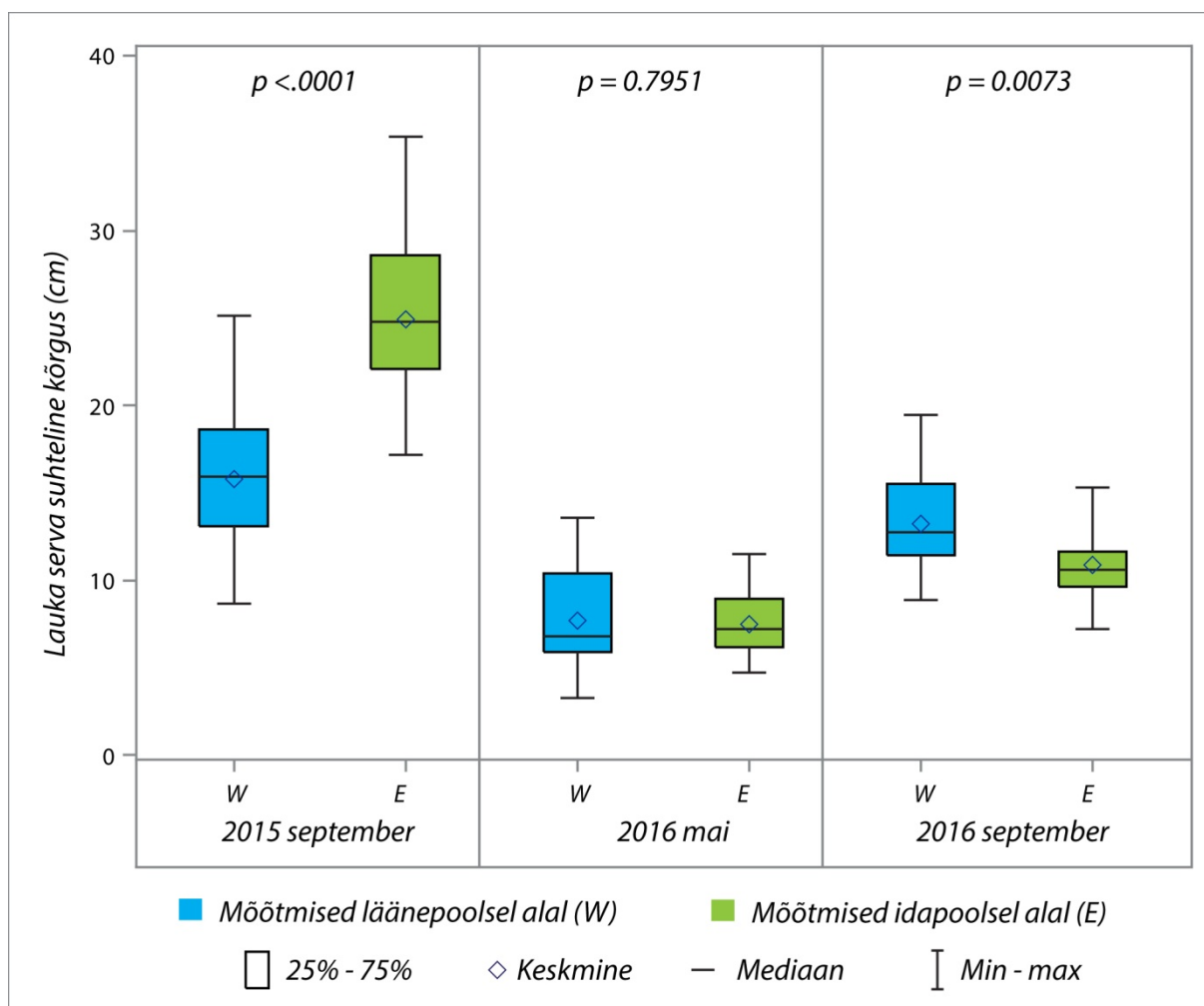
Samuti leiti suurte laugaste osakaal kogu valimist 2015. aasta ortofotodelt. Suured laukad on antud juhul defineeritud kui laukad, mille pikim telg on ligikaudu 25 m või rohkem, või mille pikim telg on vähemalt ligikaudu 15 m, aga mille laiuse-pikkuse suhe on 0,5 või rohkem. Kuna 2016. aasta ortofotod kattusid suuremas osas 2015. aasta ortofotodega, tuvastati neil fotodel vastav suhe visuaalsel vaatlusel.

3. TULEMUSED JA ARUTELU

3.1. Käsिमõõtmised soos

Käsिमõõtmiste tulemused koos statistilise analüüsi tulemustega on toodud joonisel 10. Kõige suurem erinevus kahe ala vahel ilmnas 2015. aasta sügisel, kus ida- ja läänepoolsete laugaste keskmised serva kõrgused erinesid teineteisest ligi üheksa sentimeetri võrra, olles vastavalt 24,9 cm ($\sigma=4,6$ cm) ja 15,8 cm ($\sigma=4,4$ cm).

Suhtelised serva kõrgused ühtlustusid ootuspäraselt 2016. a mai suurvee ajal, olles ida pool 7,5 cm ($\sigma=1,6$ cm) ja lääne pool 7,7 cm ($\sigma=2,8$ cm). Kerge erinevus on jälle märgata 2016. a sügisel, kuid vastupidises suunas. Viimasel korral on kergelt kõrgemad servad läänepoolsel alal, vastavalt 13,2 cm ($\sigma=2,9$ cm) ning 10,9 cm ($\sigma=2,0$ cm) ida pool.



Joonis 10. Lääne- ja idapoolse ala käsitsi mõõtmiste võrdlused ning statistilise analüüsi käigus leitud p -väärtused.

Läbi viidud statistiline analüüs näitas samuti eelpool kirjeldatud trendi. 2015. ja 2016. aasta sügisel on kahe ala vahel statistiliselt oluline erinevus, esimesel juhul on p-väärtus kõvasti väiksem kui 0,0001 ning teisel korral on $p=0,0073$. Kevadise suurvee ajal, mais 2016, on $p=0,7951$ ning statistiliselt oluline erinevus puudub.

2015. a suvi oli väga kuiv, samas kui 2016. a suvel ületasid suvekuude sademed normväärtusi. Kahe vastupidiselt ekstreemse aasta kõrvuti sattumine uurimisperioodile vähendab mõningal määral tulemuste interpreteerimisel andmete üheselt võetavust. Sademete hulgad ja normväärtused on toodud tabelis 1, temperatuuride kuukeskmised koos kliimanormidega tabelis 2.

Tabel 1. Jõhvi ilmajaama sademete norm ja mõõdetud hulgad. (Kohv, 2016b)

Aasta	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Summa
2010	34.4	34	55.6	14.8	99.4	79.9	6	65.8	66.4	86.1	118	51.9	711.9
2011	44.3	17.9	19.8	21.2	38.2	62.6	129.8	72.5	89.7	79.5	39.5	83.2	698.2
2012	45.9	17.7	54	39.7	51.5	113.5	54.4	70.6	66.3	86	77	34	710.6
2013	30	32.1	9.7	30.8	108.6	66	76.6	75.9	76.4	48.5	76.3	52.4	683.3
2014	37	28.2	38.3	6.2	95.2	81.9	36.8	121.7	31.5	21.9	34.9	54.8	588.4
2015	43.9	21.6	23.1	46.8	31.3	40.2	39	28.8	79.2	21.2	63.8	28.9	467.8
2016	66.5	66.6	24.1	48.2	3	127	113.1	175.1	20.3	73	88.6	31.2	836.7
Norm	45	33	39	32	49	83	81	103	74	82	65	50	736

Tabel 2. Jõhvi ilmajaamas mõõdetud temperatuuride kuukeskmised ning kliimanormid. (Kohv, 2016b)

Aasta	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Keskmine
2010	-12.8	-8.9	-2.9	5.0	12.1	13.9	22.3	17.9	11.3	3.9	0.0	-8.2	4.5
2011	-5.2	-11.9	-2.3	4.9	10.4	16.8	20.3	16.0	12.2	7.2	3.8	1.2	6.1
2012	-5.6	-11.1	-1.3	4.1	11.1	12.8	17.7	14.6	11.8	5.5	2.3	-7.8	4.5
2013	-6.4	-3.6	-7.9	2.7	13.3	17.7	17.3	16.4	11.1	6.5	3.6	0.7	6.0
2014	-7.6	-0.9	1.4	5.2	11.3	13.0	19.4	16.8	11.8	4.9	0.5	-1.8	6.2
2015	-2.6	-1.3	2.0	4.9	9.9	13.8	15.5	15.9	12.3	4.8	3.3	1.9	6.7
2016	-10.7	-0.5	-0.7	5.0	12.9	15.4	17.1	15.4	12.1	4.0	-1.5	-0.5	5.7
Norm	-5.1	-6	-2	4.4	10.2	14.2	17	15.5	10.6	5.6	0	-3.6	5.1

Juulis ja augustis 2015 oli sademeid vastavalt 48% ja 28% kolmekümne aasta (1980–2010) kliimanormist (Kohv, 2016b) ning kahe ala vaheline erinevus laugaste suhtelistes veetasemetes on samuti väga hästi näha. 2016. a suvi oli äärmiselt vihmrohke, kus sademete hulk ületas augustis normi isegi 170% (*ibid.*). Varasemate modelleerimiste tulemusel on teada, et piisava infiltratsiooni korral püsiks soo veetase tavapärasel tasemel (Hang *et al.*, 2012), kompenseerides võimaliku suurema vertikaalse läbivoolu soosetest. 2016. aasta sademeterohkus seda arvatavasti ka võimaldas, mistõttu võis kaevanduse mõju olla varjutatud.

Kui võrrelda kahe sügise kattuvaid laukaid (13 laugast) mõlemal alal, siis 2016. sademeterohkus on nähtav ka laugaste kõrgemates veetasemetes, mistõttu lauka suhtelised serva kõrgused on madalamad. W alal jagunevad laukad lisaks selgelt kahte gruppi – need, mille keskmine serva kõrgus on ligikaudu sama, erinevus -1 cm kuni 3 cm, ning need, mille keskmine serva kõrgus on 4–7 cm madalam kui 2015. a sügisel. Tähelepanuväärne on, et teise grupi laukad paiknevad kõik ühes piirkonnas, sookupli madalamas osas. Võib järeldada, et neil laugastel on ühine mõjuavaldaja.

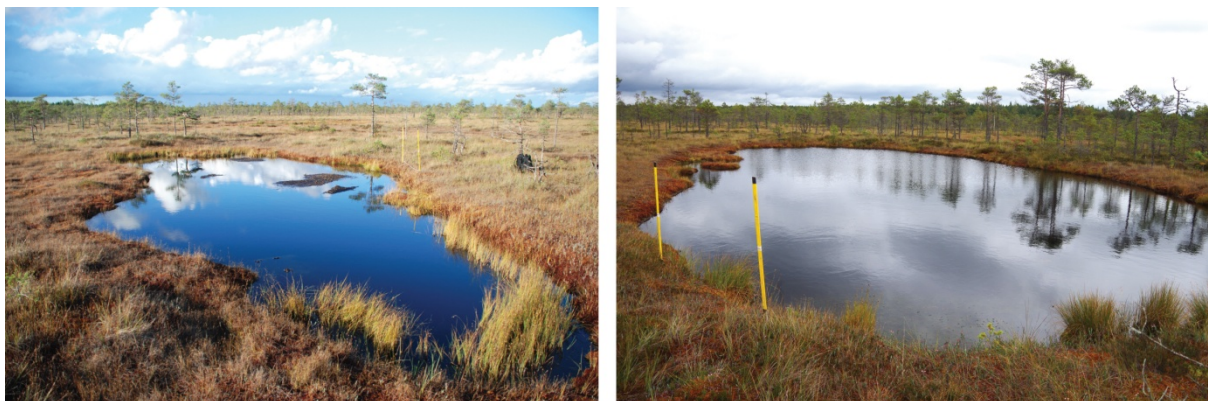
Custers & Graafstal (2005) on teinud põhjaliku uurimuse Männikjärve soo vee liikumisest turbalasundi akrotelmis vihma perioodil, kui pinnasevee tase on kõrge. Nad on leidnud, et osad rabapeenrad on kõrgema veejuhtivusega kui pindmised vooluteed (*ibid.*). Vaadeldaval alal paiknevad laukad risti voolu suunaga ning mõõtmise teostati ligi kuu aega kestnud kuival perioodil. On võimalik, et kupli madalamas osas paiknevate laugaste vesi on liikunud läbi akrotelmi edasi, samas kui kupli ülemise osa rabapeenrad toimivad endiselt tammina.

Teine hüpotees seisneb võimaluses, et kaevanduse tekitatud alanduse ulatus on jõudnud nii kaugele, et mõju avaldub juba ka Selisoo läänepoolses osas. 2016. a erinevalt käituvate laugaste piirkonnas on turbalasund õhem ja vertikaalse vee liikumise intensiivistumise korral avalduks see seal enne, kui rabakupli kõrgemas, paksema turbaga osas. Kummagi hüpteesi tõestamine/ümberlükkamine nõuaks aga täiendavaid uuringuid ning vaatlusperioodi pikendamist.

Läänepoolsete laugaste keskmised serva kõrgused 2015. a jäid vahemikku 8,7 cm ja 25,1 cm, olles valdavalt 13 cm ja 20 cm vahel. Idapoolsel alal on miinimum väärtus 17,2 cm ja maksimum väärtus 35,3 cm, enamasti on suhtelised serva kõrgused vahemikus 22–30 cm. Pildianalüüsilt, kus on keskmine serva kõrgus ja pilt kokku viidud, on näha, et W ala laukad, mille serva kõrgused jäävad alla 15 cm, puudub praktiliselt laugast ümbritsev mändide rinne.

Selliseid laukaid on kuueteistkümnest mõõdetud laukast kaheksa ehk 50%. Samuti on näha, et kahe ala vahel kattuvate servakõrgustega (17–25 cm) laukad on ümbritseva keskkonna poolest sarnased. Lisas 1 on toodud mõned võrdlevad vaated koos serva kõrgustega.

Võib oletada, et keskmine kõrgem serva kõrgus 2015. a sügise E ala laugastel on mõningal määral põhjustatud veidi suuremast mändide osakaalust laugaste ümber. Kummagi ala iseloomustamiseks on lisatud joonis 11. Ohlson *et al.* (2001) on uurinud seost mändide kasvu ja turbasammalde vahel ning on leidnud, et juba sentimeetrise tüve diameetriga mändide läheduses väheneb turbasammalde dominantsus. Samblad taanduvad ning arenevad uued taimekooslused (*ibid.*). Juuri moodustavate taimede osakaalu suurenedes, rääkimata mändidest endast, väheneb pinnase vertikaalne liikuvus ning see ei järgi veetaseme muutusteid samas ulatuses, kui turbasammaldega kaetud alad, mis veetaseme muutusega kaasa liiguvad. Selline nähtus võimendub, kui üldine pinnasevee tase on madal. Samuti soodustab suurem juurte osakaal akrotelmis horizontaalset vee liikumist, nagu seda on oletanud ka Custers & Graafstal (2005) Männikjärve veejuhtivuse erinevusi analüüsides. Viimane võib samuti olla vaadeldava erinevuse põhjuseks.



Joonis 11. Iseloomulikud vaated laukaid ümbritsevale keskkonnale. W – vasakul ja E – paremal (sügis 2015).

Samas on teada, et alandus on jõudnud soo alla ning modelleerimiste tulemusena on tõdetud, et turba vertikaalsed veejuhtivused on liiga suured selleks, et toimida piisava veepidemena (Marandi *et al.*, 2013). 2015. aasta E ala kõrgemad lauka servad kaevanduse mõju justkui ka kinnitaks. Järgnev, 2016. a suvi oli aga väga sademeterohke ja kordusmõõtmistel erinevus uuesti välja ei tule.

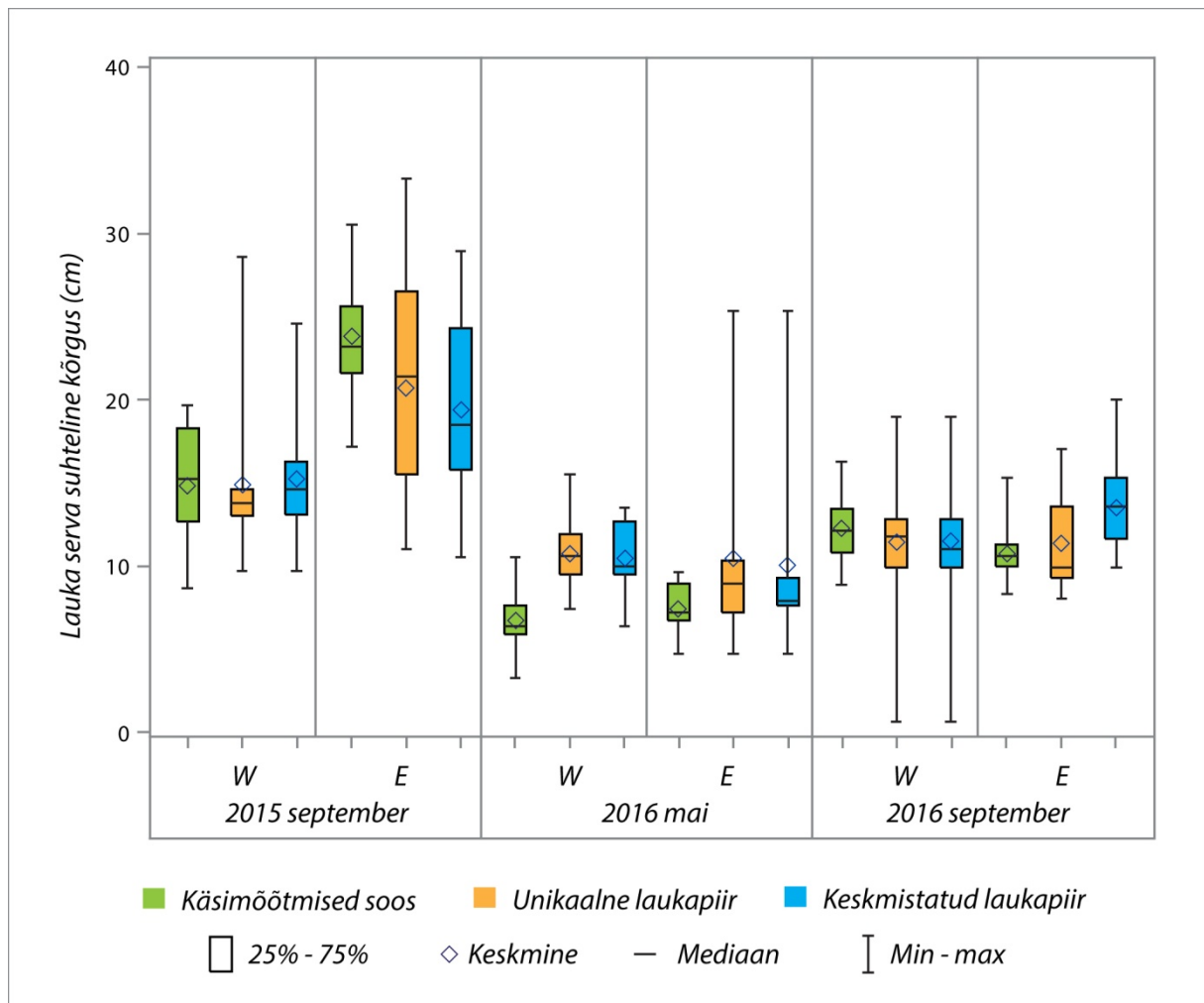
Kuivõrd on 2015. a erinevus põhjustatud kahel alal olevate vaadeldud laugaste ja neid ümbritseva keskkonna erinevusest, tuleks edasi uurida. Kindlamalt saaks puude juurte mõju kohta midagi väita, kui määrata ära puuvõrade osakaal laukaid ümbritsevas tsoonis kummalgi alal. Viimast oleks võimalik leida aga taimestiku klassifitseerimise abil ortofotost ja kõrgusandmetest loodud mudelitelt.

3.2. Erinevate meetoditega saadud tulemuste võrdlus kõrgusmudelite valideerimiseks

Kõrgusmudelite valideerimiseks leiti lauka suhtelised serva kõrgused kahel erineval lahendusel, mida võrreldi käsimõõtmistega. Esimesel juhul on lauka piirjoon *unikaalne* e iga perioodi kõrgusmudelil on lauka piir natukene erinev. Teisel juhul on piirjoon *keskmistatud* ning kõigil kolmel erineva perioodi kõrgusmudelil on laukad ühesuguse piirjoonega. Mõlemal juhul on kõrgusmudel sama ja vahe tuleb veepinna absoluutkõrguse määramisest, mis tulenevalt erinevast lauka piirist, on lahendustel erinev. Leitud väärtuste varieeruvus on toodud joonisel 12.

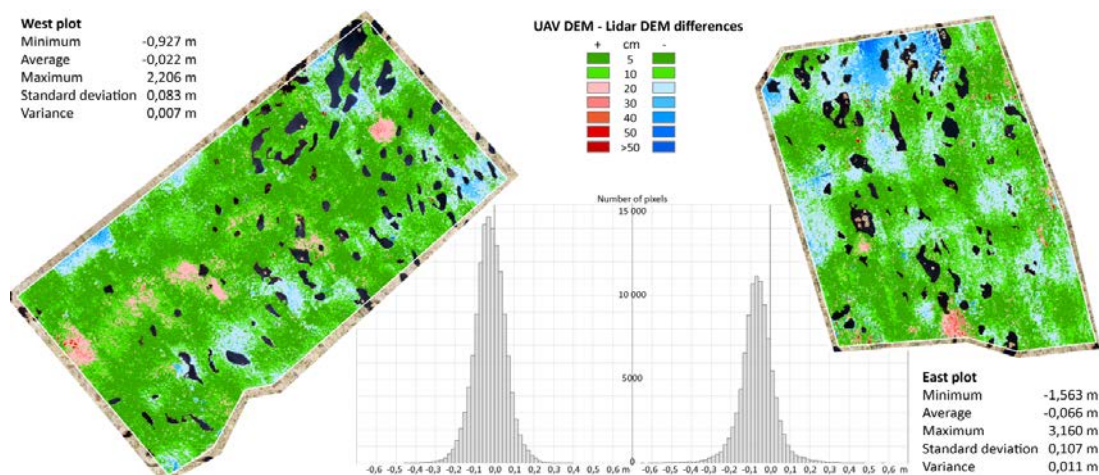
Kõige suurem erinevus keskmiste väärtuste võrdlemisel oli 4,4 cm, mis tuli 2015. sügise E ala *keskmistatud laukapiiriga* mudelilt. Samas kõige paremini ühtis sama aasta sügise W ala *unikaalse laukapiiriga* mudel, kus erinevus oli 0,04 cm. Alla sentimeetri oli erinevus ka 2016. aasta sügise mõlema ala *unikaalse laukapiiriga* mudelitel.

Statistiline analüüs kinnitas enamasti mudelite sobivust, erandid olid kevad 2016 W ala mudelite tulemused ja sügis 2016 *keskmistatud laukapiiriga* mudeli tulemus. *Unikaalse laukapiiriga* mudelilt leitud lauka serva kõrgused ühtivad käsimõõtmistega enamasti paremini kui *keskmistatud laukapiiriga* mudelilt leitud servad. Seda kinnitab ka statistiline analüüs. Samas on erinevused piisavalt väikesed ning mudelite tulemustelt joonistub välja praktiliselt samasugune muster, nagu käsimõõtmiste puhulgi. Sellest võib järeldada, et drooniseirega loodud kõrgusmudelitest saab teha laugaste suhteliste veetasemete analüüsi, mis on oluliselt ökonoomsem kui käsitsimõõtmised. Kontrolliks tuleks käsitsimõõtmisi siiski jätkata väiksema valimiga igal aastal juhuslikult valitud laugaste ümber, et vältida pikaaegsest mõõtmisest (trappimisest) tulenevat mõju.

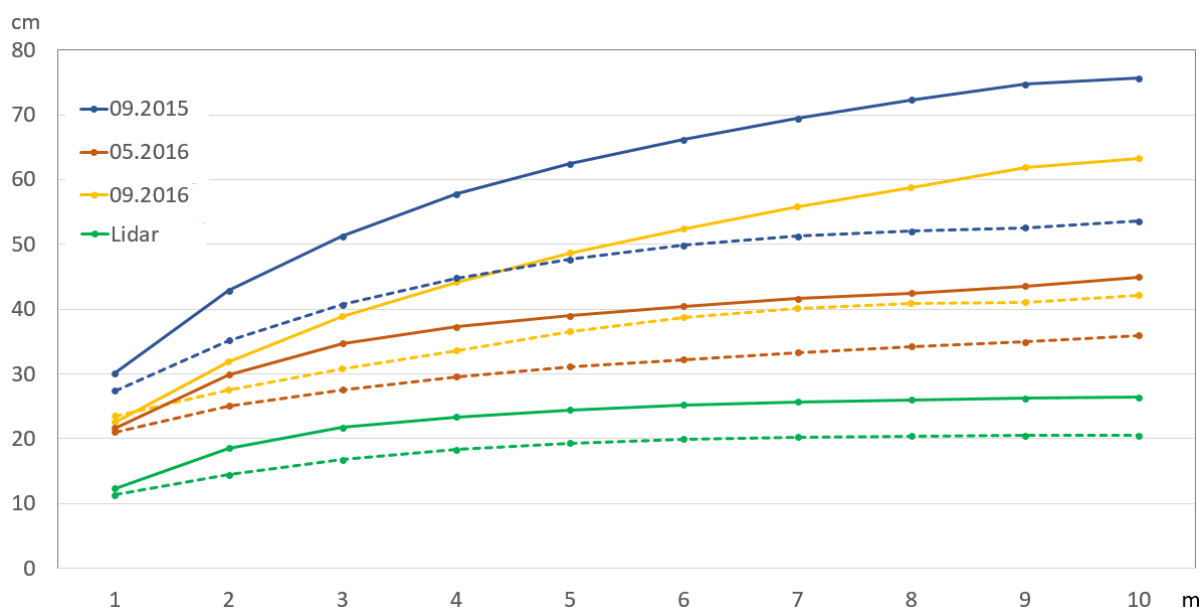


Joonis 12. Kõrgusmudelilt erinevalt leitud laukapiiride järgi saadud keskmised serva kõrgused ja nende võrdlused käsimõõtmistega soos (W – lääne pool; E – ida pool). Unikaalne laukapiir – iga perioodi kõrgusmudelil on laukapiir pisut erinev; Keskmistatud laukapiir – iga perioodi kõrgusmudelil on laukapiir samasugune.

2016. kevade kõrgusmudeleid võrreldi LiDAR andmetest koostatud kõrgusmodelitega, mida on näha joonisel 13 ja 14. LiDAR kõrgusmodel on üldiselt pisut kõrgem, keskmine erinevus on läänepoolsel alal -2,2 cm ja idapoolsel alal -6,6 cm. Suuremad erinevused tulevad välja puudega kaetud piirkondades, alates võrade 25-30% katvusest. (Kohv *et al.*, 2017)



Joonis 13. Droonipõhise ja LiDAR kõrgusmodelite võrdlus. (Kohv *et al.*, 2017)



Joonis 14. Erinevatelt kõrgusmodelitelt arvutatud keskmiste servakõrguste erinevus 10 m tsoonis (E – pidev joon; W – katkendjoon). (Kohv *et al.*, 2017)

3.3. Laugaste põhjade kerkimise analüüs

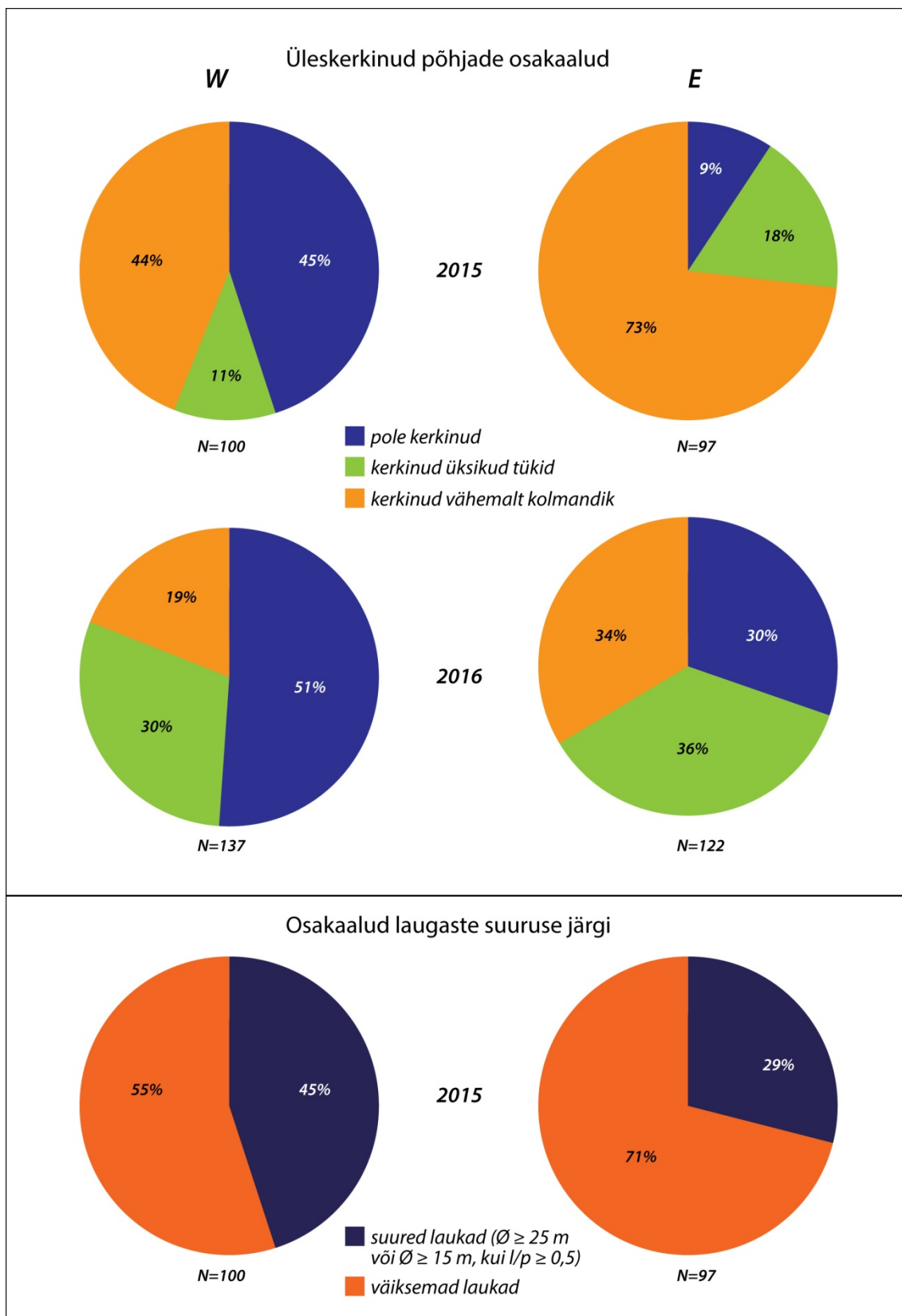
Kahe sügise laugaste põhjade üleskerkeid võrreldes ilmneb, et E alal on mõlemal aastal põhjad oluliselt rohkem üles tõusnud kui W alal. 2015. aastal on ulatuslikke (kolmandik laukast või rohkem) üleskerkeid W alal 44% ja E alal 73%, 2016. aastal on neid vastavalt 19% ja 34% (joonis 15).

Eeldades, et suuremates laugastes, mille sügavus on oletavalt üle pooleteise meetri, ei jõua suve jooksul põhja temperatuur tõusta nii kõrgele, et tekiks ulatuslikud üleskerked (Karofeld *et al.*, 2008), määrati nende osakaal kogu valimist. W alal on see ligikaudu 45% ja E alal 29%.

Põhjade üleskerked on otseses sõltuvuses temperatuurist, mille tõustes 13–14 °C-ni kasvab oluliselt mikroorganismide aktiivsus ning metaani eraldumine (Karofeld & Tõnisson, 2012). Kahe viimase aasta kuukeskmised temperatuurid on suvekuudel ja varasügisel olnud ligikaudu samad (tabel 2) (Kohv, 2016b). 2016. a sügise peaaegu poole vähem põhjade kerkeid on tõenäoliselt põhjustanud sademeterohkus, mis on pärssinud temperatuuri tõusu laugastes, samuti olid veetasemed üldiselt kõrgemad.

W alal on mõlemal aastal ligi pooltel laugastel muutus toimunud ja põhjad mingis ulatuses üles liikunud, E alal on seda teinud vastavalt ligi kolmveerand laugaste põhjadest. Kui kõrvale vaadata suurte laugaste osakaalu (joonis 15), siis on näha, et W alal moodustavad suured laukad ligi pooled ning E alal ligi veerandiku laugastest, mis vastavad üleskerkimata põhjadega laugastele. Seega on tõenäoliselt mõlemal alal teatud hulk laukaid, mis jõuvad suve jooksul piisavalt soojeneda, et vastav ilming tekiks. Erinevus kahe ala vahel tuleb tõenäoliselt pigem suurte laugaste osakaalust, kus põhja temperatuur piisava tasemeni ei küündi.

Samas puuduvad andmed Selisoo laugaste sügavuste kohta. Ka siin tuleks koguda täiendavaid andmeid, mis annaks aluse tõesemateks järeldusteks. Laugaste sügavused on võimalik määrata nt georadari profiilidelt, mida saaks teha jäätunud laugaste pealt.



Joonis 15. Laugaste põhjade üleskerke osakaal lääne (W) ja ida (E) alal, kahe sügise võrdlus. Lisaks suurte laugaste osakaal mõlemal alal võrdluseks.

4. JÄRELDUSED

Käsimõõtmised ja laugaste põhjade üleskerke analüüs näitasid kahe uuringuala laugaste vahel erinevusi. Tulemuste ühest interpretatsiooni aastate lõikes raskendab 2015. aasta aurumise ning 2016. aasta sademete ülekaal veebilansis. 2015. a erinevused serva kõrgustes võivad tulla nii kaevanduse mõjust, kuid võivad olla osaliselt põhjustatud ka valimi moodustunud laugaste erinevast situatsioonist. Edasi tuleks uurida, kui suures ulatuses erinevad laukad kummalgi alal laukaid ümbritsevas tsoonis puudega katvuse poolest. Juurte erinev osakaal laugaste ümber võib mõjutada laugaste veetasemeid ja suhteliste serva kõrguste väärtusi. Selline andmeanalüüs oleks teostatav juba loodud kõrgusmodelitelt ja ortofotodelt.

W alal on pindalaliselt suurte laugaste osakaal, kus tõenäoliselt ei saavuta põhjatemperatuur suurema sügavuse tõttu piisavat taset, et mikroobide aktiivsust tõuseks, suurem kui E alal. Keskkonna temperatuur on aga eelduseks põhjade üleskerkel. Teisalt on praegune analüüs tehtud laugaste pindalast lähtuvalt, kuna andmed Selisoo laugaste sügavuste kohta puuduvad. Perspektiivis võiks need andmed koguda ning alasid uuesti analüüsida mitmekomponentse statistilise analüüsiga, et selgitada välja laugastike erinevuste mõju põhjade sesoonsel käitumisel.

Kõrgusmodelitelt tehtud mõõtmised on märkimisväärselt sarnased käsimõõtmistele. Nii võib väita, et drooniseirega saadud pinnamudelid kajastavad reaalselt situatsiooni antud probleemi lahendamise jaoks piisavalt täpselt ning on kasutatavad suuremate alade seireks.

TÄNUSÕNAD

Täna kõiki, kes töö valmimisele mingil moel oma panuse on andnud. Siirad tänud Markole, et avardasid silmaringi ning tutvustasid mulle nii omanäolist keskkonda.

KASUTATUD KIRJANDUS:

- Banyasz, I., 2012. Turbakihtide veejuhtivuse määramine Selisoo näitel. Bakalaureusetöö loodusgeograafias. Tartu Ülikool, geograafia osakond.
- Belyea, L., Lancaster, J., 2002. Inferring landscape dynamics of bog pools from scaling relationships and spatial patterns. *Journal of Ecology*, 90: 223–234.
- Comas, X., Slater, L., Reeve, A. S., 2005. Stratigraphic controls on pool formation in a domed bog inferred from ground penetrating radar (GPR). *Journal of Hydrology*, 315: 40–51. doi:10.1016/j.jhydrol.2005.04.020.
- Comas, X., Slater, L., Reeve, A. S., 2011. Pool patterning in a northern peatland: Geophysical evidence for the role of postglacial landforms. *Journal of Hydrology*, 399: 173–184. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.12.031.
- Custers, J., Graafstal, H., 2005. Characterisation of the water flow in a pool-ridge microtopo in a bog. A case study of Männikjärve bog, Estonia. Käsikiri.
- Fritz, C., Campell, D. I., Schipper, L. A., 2008. Oscillating peat surface levels in a restiad peatland, New Zealand—magnitude and spatiotemporal variability. *Hydrological Processes*, 22; 3264–3274.
- Glaser, P. H., J. P. Chanton, P. Morin, D. O. Rosenberry, D. I. Siegel, O. Ruud, L. I. Chasar, and A. S. Reeve, 2004. Surface deformations as indicators of deep ebullition fluxes in a large northern peatland. *Global Biogeochemical Cycles*, 18, GB1003. doi:10.1029/2003GB002069.
- Hang, T., Hiiemaa, H., Jõelet, A., Kalm, V., Karro, E., Kirt, M., Kohv, M., Marandi, A. 2009. Selisoo hüdrogeoloogilised uuringud kaevandamise mõju selgitamiseks. Uuringu aruanne, Tartu Ülikool, Geoloogia osakond, Tartu, 60 lk.
- Hang, T., Hiiemaa, H., Järveoja, M., Jõelet, A., Kalm, V., Karro, E., Kohv, M., Mustasaar, M., Polikarpus, M., Plado, J. 2012. Ratva raba hüdrogeoloogiline uuring ja Selisoo seiresüsteemi rajamine. KIK projekti nr 15 aruanne. Tartu Ülikooli geoloogia osakond.
- Hiiemaa, H., 2011. Selisoo hüdrooloogiline uuring. Magistritöö loodusgeograafias. Tartu Ülikool, geograafia osakond.

Karofeld, E., 1998. The dynamics of the formation and development of hollows in raised bogs in Estonia. *The Holocene*, 8,6, 697–704.

Karofeld, E., Kasemets, M., Szava-Kovats, R., Tõnisson, H., 2008. Does anticipated warming accelerate bog pool bottom rise, topographic changes and related peat decomposition? Farrell, C., Feehan, J. (toim). *Proc. of the 13th International Peat Congress After Wise use – The Future of Peatlands (587–591)*. Tullamore, Ireland: University College Dublin, International Peat Society.

Karofeld, E., Tõnisson, H., 2012. Spatio-temporal changes in bog pool bottom topography – temperature effect and its influence on pool development: an example from a raised bog in Estonia. *Hydrological Processes*. DOI: 10.1002/hyp.9624.

Kennedy, G.W., Price, J.S., 2005. A conceptual model of volume-change controls on the hydrology of cutover peats. *Journal of Hydrology*, 302: 13–27.

Kirt, M., 2009. Selisoo kujunemise geoloogilised eeldused/põhjused. Magistritöö. Tartu Ülikool, geoloogia osakond.

Kohv, M., 2016a. Põlevkivi kaevandamise mõju Selisoole. *Märgalade päev 2016 – märgalade kasutusest taastamiseni*. Tartu, 1.–2. Veebruar. Eestimaa Looduse Fond.

Kohv, M., 2016b. Selisoo pinnasevee seire ülevaade ja analüüs, periood 2011 – 2016. Tartu Ülikool, geoloogia osakond.

Kohv, M., 2017. Suulised andmed. Tartu, 04.05.

Kohv, M., Sepp, E., Vammus, L., 2017. Assessing multi-temporal water level changes with UAV based photogrammetry. Käsikiri. Tartu Ülikool.

Kraun, M., 2014. Selisoo pinnasevee taseme analüüs Estonia põlevkivikaevanduse mõju selgitamiseks. Bakalaureusetöö keskkonnatehnoloogias. Tartu Ülikool, geoloogia osakond.

Marandi, A., Karro, E., Polikarpus, M., Jõelet, A., Kohv, M., Hang, T., Hiimaa, H. 2013. Simulation of the hydrogeologic effects of oil-shale mining on the neighbouring wetland water balance: case study in north-eastern Estonia. *Hydrogeology Journal*, 21, 1581–1591. DOI 10.1007/s10040-013-1032-x.

Nungesser, M. K., 2003. Modelling microtopography in boreal peatlands: hummocks and hollows. *Ecological Modelling*, 165, 175–207.

Ohlson, M., Økland, R., H., Nordbakken J.-F., Dahlberg, B., 2001. Fatal Interactions between Scots Pine and Sphagnum Mosses in Bog Ecosystems. *Oikos*, 94, 425–432.

Paiste, T., 2014. Põlevkivi kaevanduse veeärastuse mõju ümbritsevatele põhjaveekihtidele Selisoo piirkonna näitel. Bakalaureusetöö. Tartu Ülikool, geoloogia osakond.

Valk, U., 1988. Soode teke ja areng. U. Valk (toim) *Eesti sood* (22–29). Tallinn: Valgus.

Van der Schaaf, S., 1999. *Analysis of the hydrology of raised bogs in the Irish midlands. A case study of Raheenmore Bog and Clara Bog*. Wageningen University, PhD-thesis. Wageningen.

Teised allikad:

Maa-ameti kaardiserver. <http://xgis.maaamet.ee/xGIS/XGis>. Kasutatud 30.03.2017.

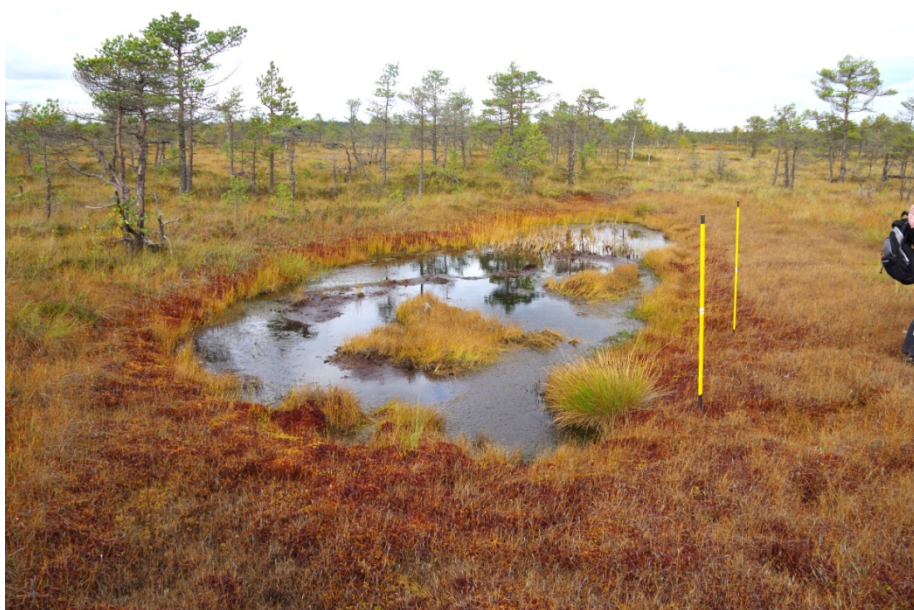
LISAD

Lisa 1. Võrdlevad vaated koos keskmise serva kõrgusega.

(Laukad tähisega W asuvad lääne pool ja laukad tähisega E ida pool.)



W9L = 19,7 cm



E6L = 20,5 cm



W1L = 25,1 cm



E17L = 25,3 cm



W8L = 10,2 cm



E2L = 30,1 cm



W5L = 8,7 cm



E12L = 28,6 cm

ASSESSING MULTI-TEMPORAL WATER LEVEL CHANGES WITH UAV BASED PHOTOGRAMMETRY

MARKO KOHV* (marko.kohv@ut.ee)

University of Tartu, Tartu, Estonia

EDGAR SEPP (edgar.sepp@ut.ee)

University of Tartu, Tartu, Estonia

LII VAMMUS (lii.vammus@ut.ee)

University of Tartu, Tartu, Estonia

Abstract

UAV images and SfM methodology allow very high resolution surface reconstruction. This fairly low cost and time saving method is used in current article for northern bog hydrology characterization. Seasonally changing bog pool water level was primary interest of this study. Study site is located in potential conflict zone where water extraction from underground oil shale mine threatens protected wetlands. It has two comparative plots that were surveyed three times allowing spatio-temporal quantification of seasonal changes at the bog surface. Aerial lidar data and manual measurements are used to assess the quality of SfM surfaces and discrepancies between different methods are analysed. Study confirms different behaviour of plots and overall good fit between the used methods, validating the use of SfM methodology in natural wetland environment.

KEYWORDS: Structure from motion, bog pools, wetlands, drone, Estonia

INTRODUCTION

Flat terrain and humid climate of Estonia have favoured the formation of wetlands since retreat of the Weichelian glacier. Peatlands are covering approximately 22% of Estonia according to the 1:10 000 soil mapping. These areas are often referred as mires, but last inventory of Estonian mires stated that nowadays actively peat-forming mires cover only approx. 6% of Estonia; the rest has been drained for various purposes (Paal & Leibak, 2011). Excavation of oil shale in NE Estonia (Fig. 1) together with peat is also one of the noted threats to wetlands in Estonia (Paal et al., 1998). Groundwater extraction that is related with mining is threatening protected mires also outside of the actual mining areas.

One of such conflict zones is east from underground oil shale mine “Estonia” where Natura 2000 site partly overlaps with mining permit (Fig. 1). This area has been therefore under numerous studies since 2007 (Lode et al., 2010; Niinemets et al., 2011; Marandi et al., 2013; Orru et al., 2013; Hiiemaa et al., 2014; Marandi et al., 2014; Otsmaa, 2013; Vaasmaa et al., 2016) but there is no universal consensus about the vulnerability of

such wetlands for underneath drainage. The core of the protected area is Selisoo bog, priority habitat type 7110* (active raised bog) in Natura 2000 terminology. Natura 2000 areas are strictly protected by European Union law (Marandi et al., 2014). Bogs are peat-forming wetlands where peat layer has grown over millenias so thick that they are generally dome-shaped, its vegetation feeds from precipitation plus atmospheric dust and has lost contact with groundwater (Rydin & Jeglum, 2013). One of the most characteristic features for Estonian bogs are bog pool complexes.

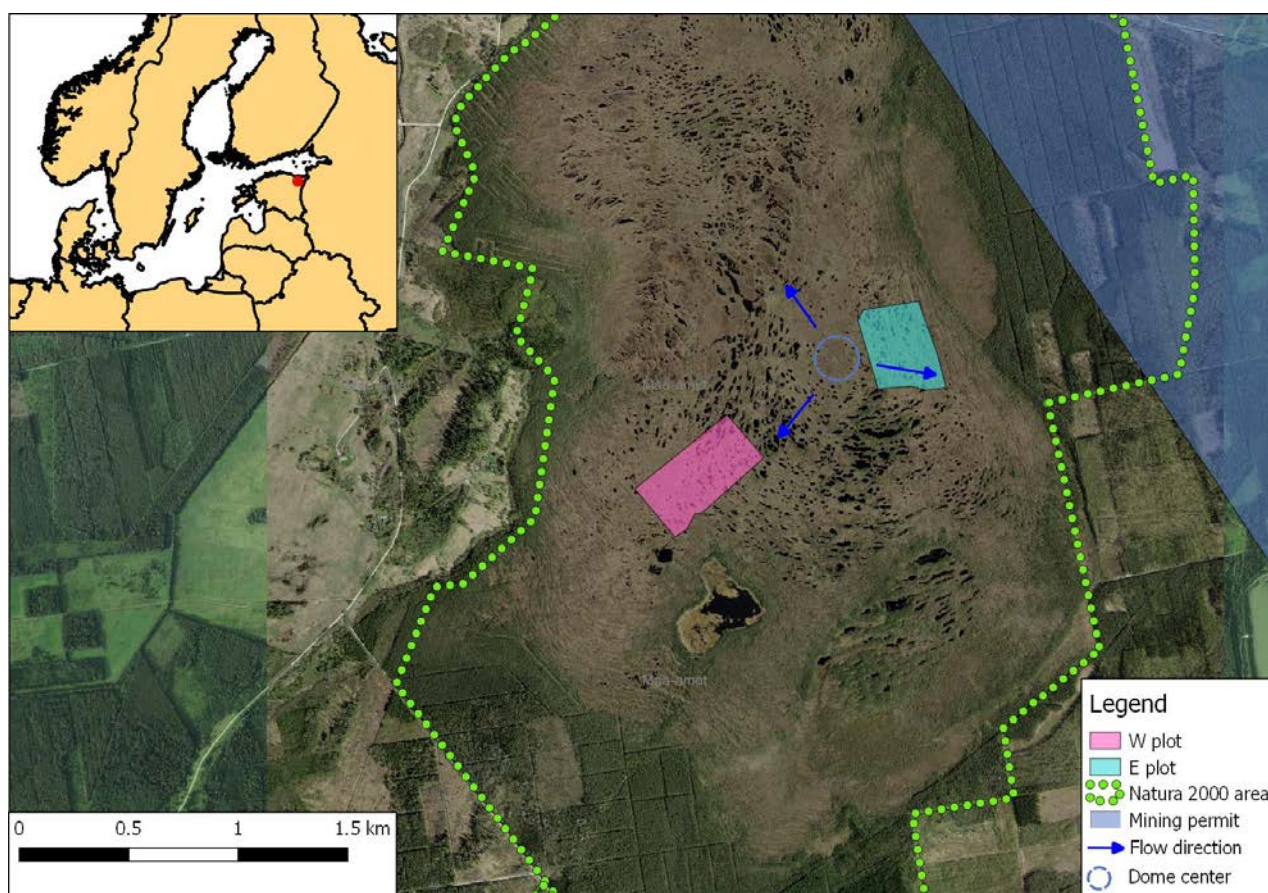


FIG. 1. General location and overview of the study site.

Bog pool complexes have developed over a long period. Belyea & Lancaster (2002) present an overview and analyse leading hypothesis about bog pool formation and development. They conclude that pools formed initially due local microtopography where water tended to pond. Once formed, pools accumulate sediments more slowly than surrounding terrestrial area, allowing them to continue to spread and deepen. In addition, according to Karofeld & Tõnisson (2012), pool deepening is caused in combination by continuous peat accumulation with decomposition of peat in pool bottoms.

A Relation has been found between bog pools distribution and underlying mineral sediments and morphology (Comas et al., 2005; Comas et al., 2011). This may point to enhanced water flow between pools and groundwater. It was assumed that effects of the underlying drainage caused by nearby mine would therefore appear at first in the pool system. Two survey plots (Fig. 1) were established at the opposite sides of the bog dome in order to distinguish eastward drainage effect (if any) above baseline climatic influence that was assumed to be same for both plots.

The plots were photographed from UAV three times: autumn 2015, spring 2016 and autumn 2016. Sample of bog pools from the plots were also measured manually at the flight day. Structure from motion (SfM) methodology together with multi-view-stereo (MVS) algorithms was used to construct digital surface model (DSM) from the photos. SfM has become relatively cheap option for 3D mapping thanks to advances in

computer vision algorithms and digital photogrammetry. Matching algorithms like Scale Invariant Feature Transform (SIFT) developed by Lowe (2004) provide accurate correspondences between images that are used to estimate precise camera positions through the equations of perspective projection and iterative bundle adjustment procedure. MVS algorithms take images and camera positions data to calculate dense 3D point clouds (Snavely et al., 2008; Furukawa et al., 2010).

Several studies confirm that natural surfaces can be very accurately reconstructed using UAV images and SfM methodology (Reshetyuk & Mårtensson, 2016; Eltner & Schneider, 2015; Uysal et al., 2015). On the other hand there are some specific issues to consider when applying SfM methodology that has been reported also in several articles. SfM methodology has troubles aligning images in vegetated areas and the accuracy of reconstructed surface will suffer (Smith & Vericat, 2015; Sona et al., 2014; Tonkin et al., 2014). Another problematic case is very homogenous or changing texture (like reflecting water surface) where SfM methodology has difficulties to reconstruct dense surface at all or produces very noisy result (Gaiani et al., 2016; Gonçalves & Henriques, 2015; Tonkin et al., 2014). Our study area is a challenging environment for SfM because of the natural, although sparse, tree cover and numerous water bodies, which are of primary interest themselves.

Main objectives of this work were as follows: to measure pool bank heights with different methods; to construct (semi-)automatic workflow in GIS environment for bog pool delineation and pool bank height measurements; to compare photogrammetric DSM against high-resolution airborne lidar digital elevation model (DEM) and manual measurements.

STUDY SITE AND METHODS

Study site is typical northern bog with pool-ridge microrelief. The ridges between pools have relative height of 25 - 40 cm in Estonian bogs (Karofeld, 1998). Dense carpet of the various Sphagnum mosses forms the bog surface. Tree canopies cover 7% of the E plot (σ 7.6) and 3.6% of the W plot (σ 5.5); trees (*Pinus sylvestris*) are usually less than 3 meters tall and are concentrated on the higher ridges between pools. Denser tree cover is usually accompanied with denser undergrowth, mainly heather (*Calluna vulgaris*). Both plots have very mild overall slope: E plot slopes evenly 1m per 350 m distance towards east and W plot evenly 1 m per 700 m towards south-west.

In-house built hexarotor carrying stabilized Sony A5100 RGB camera (APC, 24 mp sensor) with 16 mm lens was used for nadir photo acquisition. Hexarotor and camera was controlled with Pixhawk flight controller following pre-programmed missions. Optimal flight routes and camera triggering locations were calculated within Mission planner (v 1.3) software, required forward and side overlap between photos were set to 70% and 55%. Flight altitude was 100 m in 2015 and 80 m above ground in 2016, flight speed was set to 5 m/s. Both plots were flown separately and each flight lasted about 20 minutes, generating 198 - 221 individual photos.

Ground control points (GCP) were marked with 10 x 10 cm white paper squares before each flight and their centre was measured with real time kinematic GPS (Topcon HiPer V). Accuracy of this GPS system is ideally within 2 cm horizontally and 5 cm vertically. Number of GCPs varied between 5 to 12 (average being 8). UAV flight plan for the western plot together with location of the manual measurements is in Fig. 2 and for the eastern plot in Fig. 3.

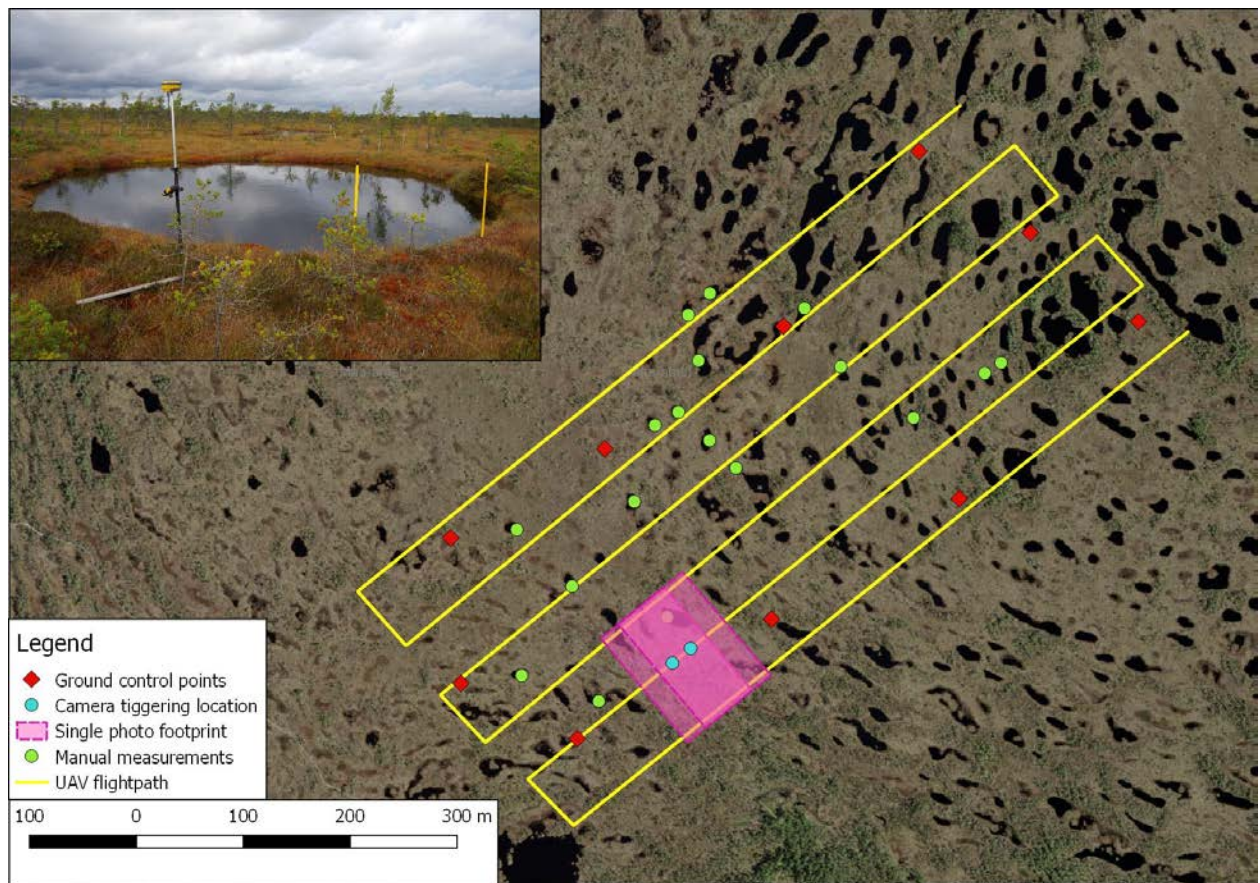


FIG. 2. Setup of the western plot. Photo of the typical bog pool is at the upper-left corner, yellow sticks are 1 m tall.

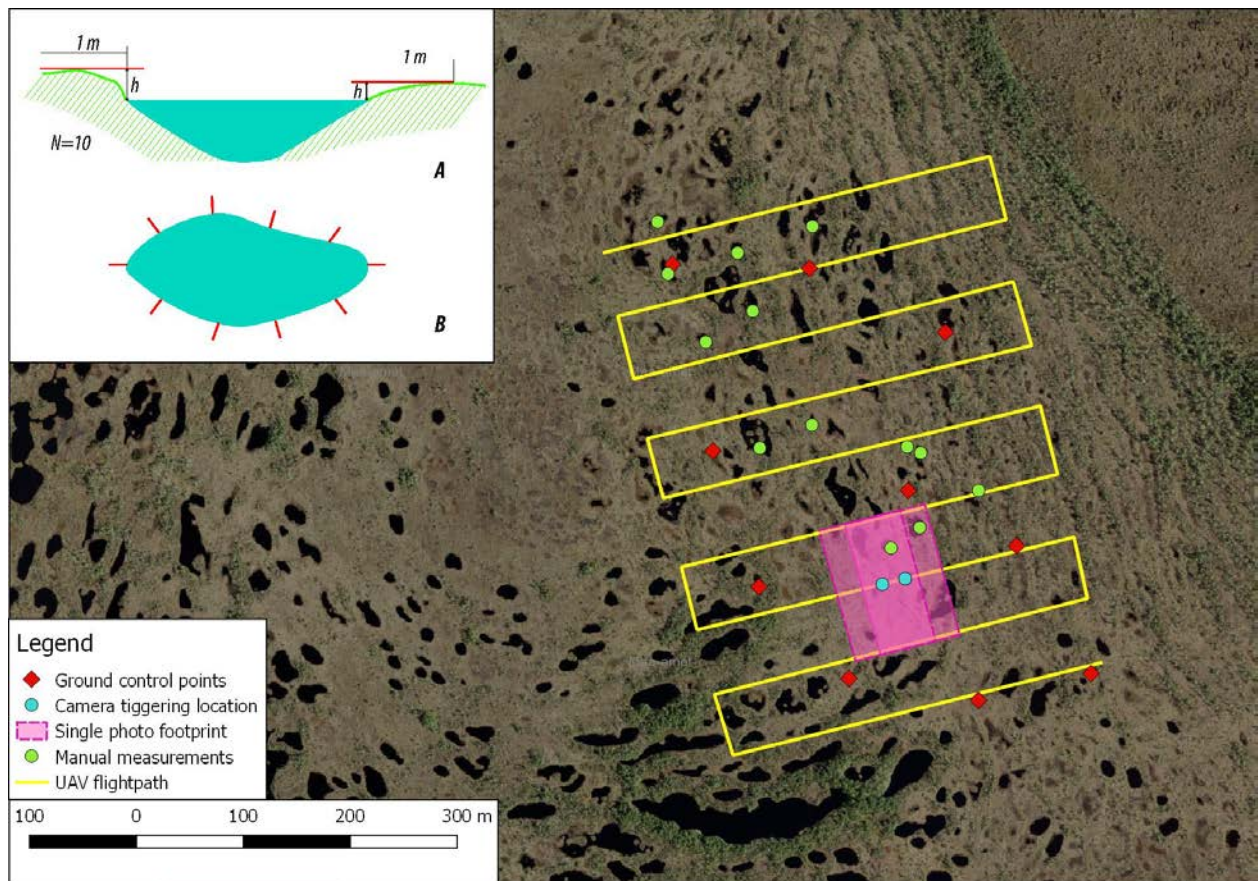


FIG. 3. Setup of the eastern plot. Explanatory scheme of one manual measurement “point” is at the upper-left corner; A is cross-sectional and B planar view.

Underground mining is adjacent to the east side of the bog, therefore relatively higher pool bank heights were expected during the dry period (August-September) on that side of the bog. Also it was predicted that during wet periods (March-May) bank heights equalize between two plots and differences increase again during the next dry period.

Thirteen randomly selected bog pools were chosen for manual measurements on both plots (Fig. 2 and 3) and their relative bank heights were measured simultaneously with UAV flights. Relative height of the highest point within 1 m zone around selected pool was measured from ten equally spread profiles around the pool with the help of 1.5 m long bubble leveller and standard measuring tape. Accuracy of such measurements is believed to be within 1-2 cm. Relative bank height measurements were averaged for each pool for further statistical analysis. Student’s t-test was applied for determining if two sets of data gathered in both plots were significantly different from each other. All statistical analysis was computed using SAS Studio software.

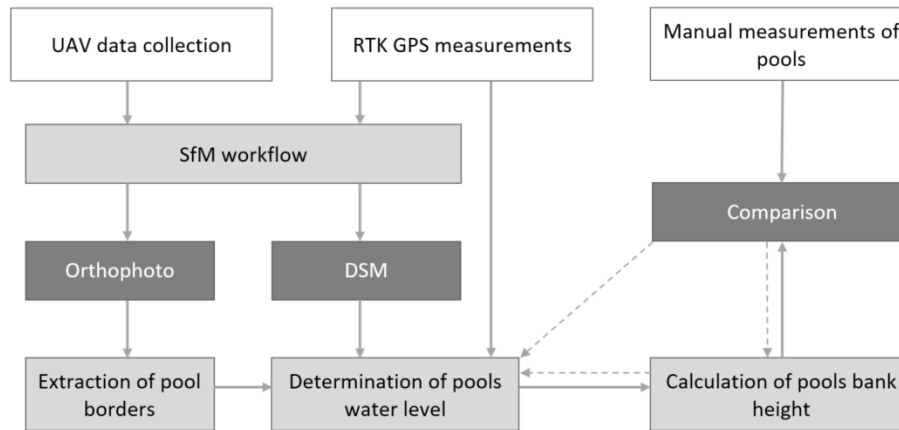


FIG. 4. Flowchart of the methodology.

Photos from the UAV flights were originally shot in raw format and then enhanced and converted to jpeg (highest possible quality) with Adobe Lightroom (v 5.1). Agisoft Photoscan (v 1.2.6) was used for 3D model and orthophoto compilation. Photos were first aligned with “highest” quality setting, following sparse point clouds were cleaned with in-built tools removing 10% of the points with worst reprojection error and 10% with worst projection accuracy. GCP were manually located in every possible photo and both the model and camera calibration were updated.

Dense point cloud was generated with “high” quality and “moderate” depth filtering setting. Resulting point clouds had usually 200 - 250 M points (700 - 800 points/m²). Points were classified to ground and vegetation with following parameters: max angle 40°; max distance 0.5 m; max cell size 0.5 m. Those parameters were set after numerous trials and allowed best ground and vegetation separation in current specific situation. Only ground points were used for mesh generation (surface type: height field; medium facet count; interpolation enabled), the result was then exported out as DEM geotiff with 10 cm pixel size.

Orthophotos were generated in Photoscan using mesh surface, mosaic blending mode, 2.5 cm pixel size and exported out as RGB geotiff's.

Overlapping area with size 14.8 ha was delineated for plot W and 11.6 ha for plot E (Fig. 1). Only pools that were completely inside these delineated areas were selected for further analysis: 76 pools for site W and 70 pools for site E.

Lidar data was collected by Estonian Land Board on 06.05.16, 2 days after the UAV survey (04.05.2016). Lidar data has point density of 2.1 points/m² (single footprint being 0.3 m) and was collected with Leica ALS50-II Lidar from flying height of 1265 - 1300 m above the ground. Computed accuracy of the lidar data is 15 cm in horizontal and 9 cm in vertical direction, comparison with 1073 control points measured with rtk GPS from roads surrounding Selisoo bog gives average 0.004 m Z difference with standard deviation of 0.037 m. Obtained point cloud was classified by Land Board with Terrasolid (Terrascan) and LAStools software (Estonian Land Board, personal communication). The authors got classified point clouds from the provider and used LAStools (las2dem) to generate DEM from ground points with 1 m pixel size. Points classified as vegetation were used for forest coverage analysis (las2canopy, height cutoff 0.1 m, 2 m pixel)

Comparison between UAV and Lidar data was done by subtracting Lidar DEM from UAV DSM. Since the latter one has a resolution of 0.1 m² it was generalized to match the resolution of 1 m. ArcGIS tool aggregate was used to find average value of 10 times 10 pixels and assign it to a new raster with 1 m² pixel size.

Extraction of bog pool borders

Extraction of bog pool borders from orthophotos was carried out using ArcGIS and Maximum Likelihood (ML) classification. ML classification was done separately for all 6 orthophotos (plots E and W and 3 timesteps). Different land cover types were digitized and used as training samples. The focus was set to get all different types of water to be included in pool class. Based on training samples a signature file was created and used in ML classification. The results were reviewed and necessary corrections to training samples were applied

if some parts of the pools were left out or any of the classes mixed together water and land area. After reaching satisfactory results classified image was reclassified into two classes: “water” and “other”. Majority filter with radius of 3 pixels was used to remove so called salt and pepper effect from classification. Areas with water class were converted to polygons with lowest size limit of 20 m². As a final step all the “islands” inside these polygons were eliminated, since only the outside border of the pools was needed.

Examples of different classifications and problematic aspects can be seen on the figure 5. We can clearly see an example of shadowed area included in the pool area that should not be there (09.2015). Also we can see that the peat risen up from the bottom of the pool is creating “islands” and if they are connected to shore it is not eliminated. To have more stable calculation of water levels based on created DSMs we needed more “reliable” borders. Based on three classifications from different timesteps one unified pool border was derived by joining the pool areas with simple rule that at least two pool areas out of three have to overlap for new joined pool area.

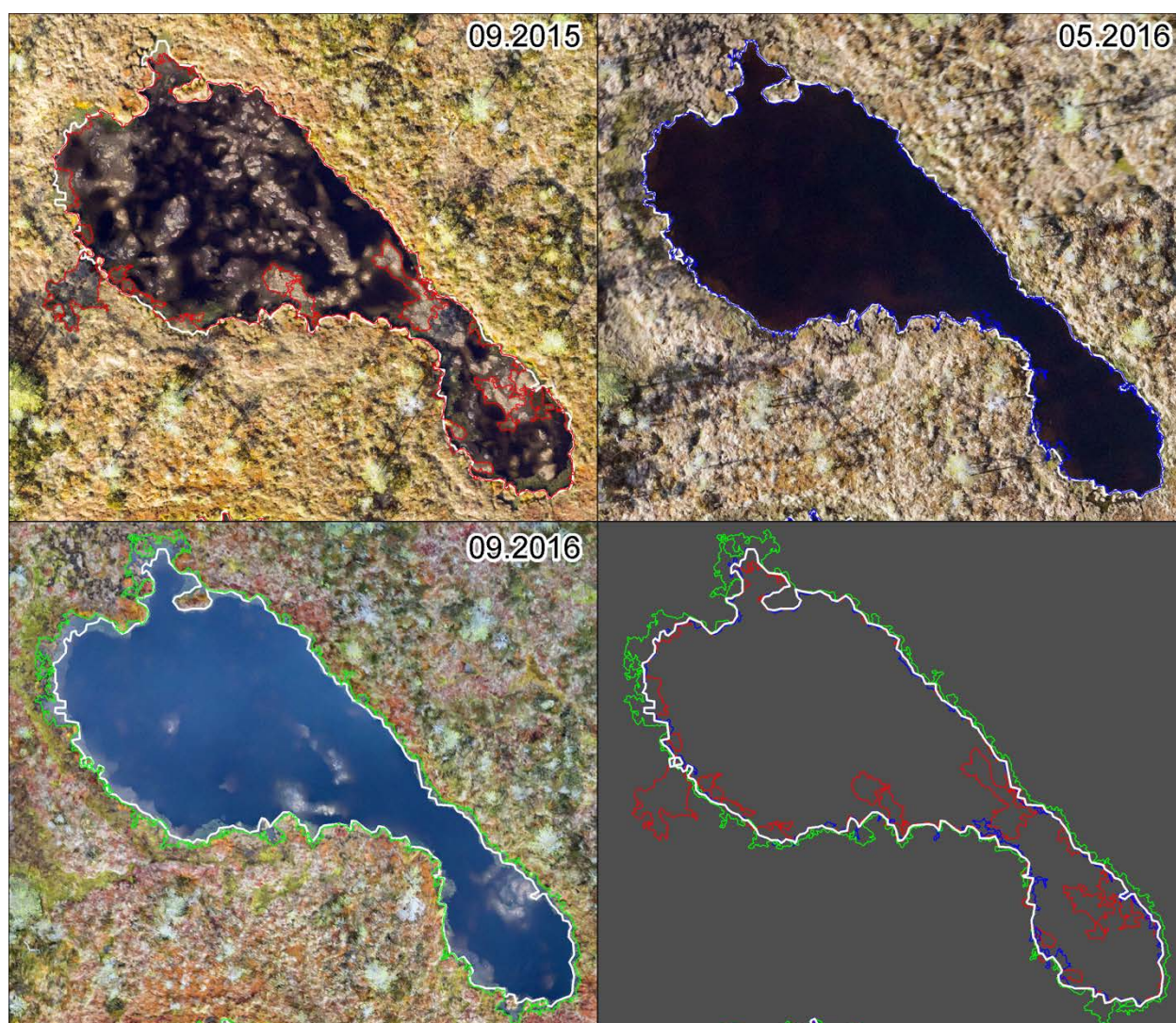


FIG. 5. Example of ML classification of one pool. White border represents the unified border and the different colours represent classification on that specific time of the orthophoto. Note shadows included in classification on 09.2015 and also uprisen bottom sections that are excluded.

Identifying bog pool water level

Since SfM performs poorly on uniform or reflecting surfaces we don't have reliable 3D model of entire pool surface. However, close to the pool borders the computed surface is still usable. Pool water level was calculated as a median value of all the DSM pixels included in a 0.3 m wide zone from delineated pool border

towards inside of the pool (Fig. 11). Several other zone widths were tested (0.1 m, 0.5 m and pixels only under the pool border), also different borders were tested: classified border, unified border, hand digitized border and border classified using also slope from the DSM. As a compromise between workload, quality, overall differences and comparison with independent RTK GPS measurements of pool water levels it was decided to use previously presented method with 0.3 m wide buffer zone to calculate the pool water level.

Pool bank heights from DSM

Manual measurements of the bank heights were collected within 1 m wide zone around the pools and analogous measurements were carried out on DSM using extracted bog pool borders. Qgis plugin Profile tool that draws surface profile along selected line, was used as virtual bubble leveller and measuring tape and highest point within 1 m zone around pool border were marked down. Ten virtual profiles were generated around each pool that were also measured on the field manually. Ten readings were averaged for each pool and Dunnett's test was applied to compare those results with manual measurements.

Generated DSM contains a lot more information than just max relative height along single profile. With help of the python script we extracted various statistics from DSMs incrementally (+1 m) widening analyzed zone around the bog pool borders from 0 to 10 m. Within each zone the script extracted DSM values and calculated 95% percentile (+2 standard deviations from average), we considered this value as "highest" altitude within particular zone around each bog pool. 95% percentile was chosen instead simple maximum value, as latter tend to deliver unrealistically high values that are related with either poor point cloud classification (tree "stumps" in the DSM) or noise (shadows around trees). To derive pool bank relative height corresponding pool water level (calculated in previous step) was subtracted from 95% percentile.

RESULTS

Using SfM methodology orthophotos and DSMs were created for each timestep and plots E and W - 6 DSMs and orthophotos in total. All GCP measured with RTK GPS were used in Agisoft for 3D model creation. Parameters describing processing errors are provided in table 1.

Table 1. Processing errors of all generated models based on Agisoft Photoscan reports.

	09.15		05.16		09.16	
	GCP error m	RMS reprojection error m	GCP error m	RMS reprojection error m	GCP error m	RMS reprojection error m
E plot	0.01	0.15	0.02	0.22	0.01	0.08
W plot	0.02	0.17	0.01	0.18	0.004	0.12

Since the plots don't have permanent markers, we must use bog pools themselves to assess the horizontal accuracy since they are the only recognizable features in the bog. Comparison of the bog pool borders between the models reveal no detectable systematic shift in xy plane. Spatial differences between bog pool borders are either caused by classification errors or naturally changing pool size because of the fluctuating water level. For example, bog pool in Fig. 5 is extended in 09.16 model (NW corner) because of flooding of low lying parts of the surrounding bog due to extremely wet August 2016.

DSM model of 05.2016 was compared with a lidar dataset, that was collected by Estonian Land Board only 2 days after the UAV flight. We assume no changes relevant to this research in the physical environment during this time period. Differences between lidar and SfM DSM height values are shown on figure 6. Comparison reveals acceptable overall differences that mostly fall below the computed accuracy of the lidar data itself. Average difference of the W plot is -2,2 cm and E plot is -6,6 cm, meaning that lidar model is generally a

bit higher. The high differences, that we assume to be errors of the SfM DSM, are not randomly distributed but seem to somewhat follow the flightlines and concentrate to places with denser tree cover. Relationship between abovementioned differences and tree canopy coverage is presented in the Fig. 7 (note logarithmic scale of the horizontal axis). Tree canopy starts to negatively influence the accuracy if it covers more than 25% - 30%.

Other timesteps does not have such control, but we can assume that they have similar accuracy and error distribution as we used same methodology during data collection and 3D model creation.

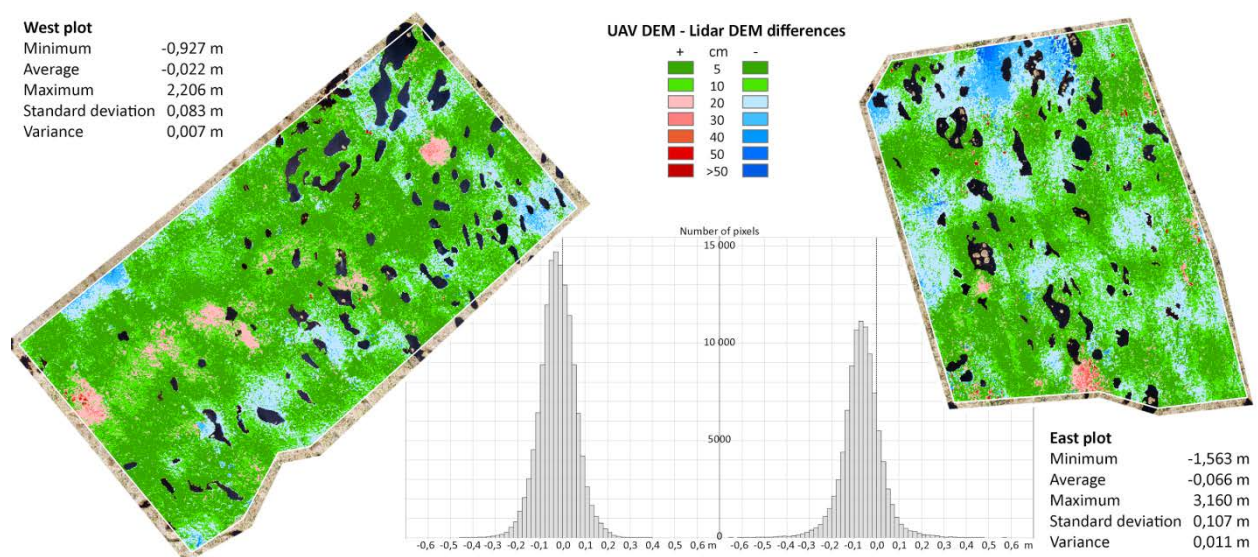


FIG 6. Comparison between UAV DSM (05.2016) and Lidar DEM.

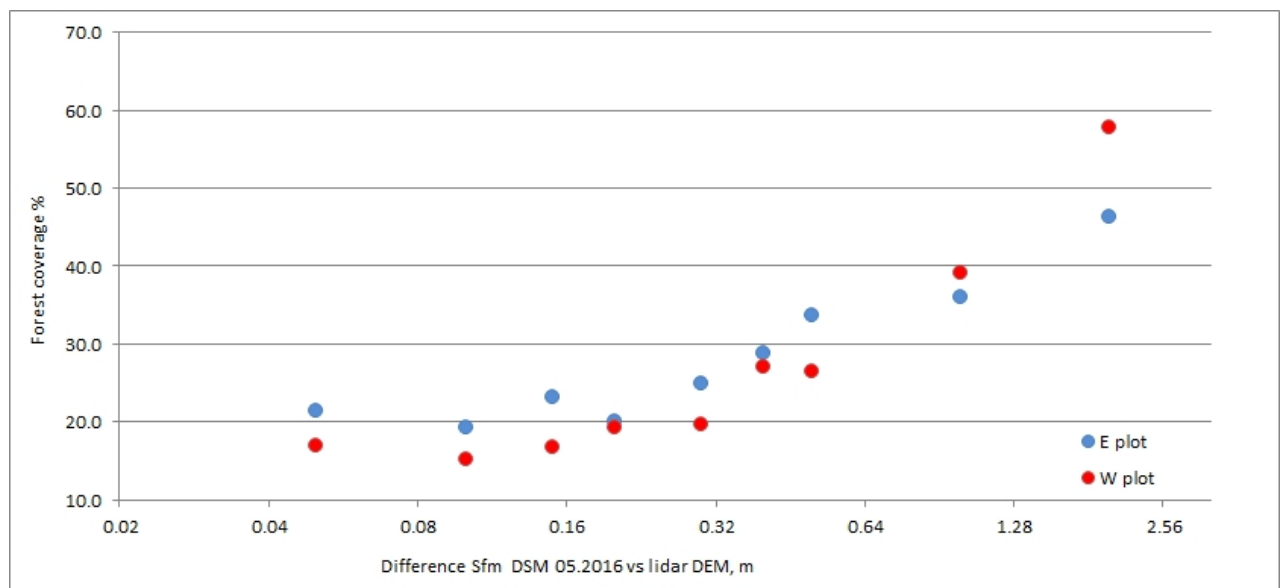


FIG 7. Comparison between UAV DSM (05.2016) and Lidar DEM

Orthophotos and ML classification were used for pool borders delineation resulting in total 70 pools for plot E and 76 pools for plot W. Semi-automatic workflows in ArcGIS model builder were developed to calculate pool water levels and pools bank heights using previously created DEMs and pool borders.

Pool bank heights and comparison of the different methods

Averaged pool bank heights measured manually at three timesteps are shown on Fig. 8. The highest banks (mean = 24.6 cm, $\sigma = 7.4$ cm) were measured at the eastern plot in autumn 2015, and the lowest ones (mean = 6.8 cm, $\sigma = 3.6$ cm) at the western plot in spring 2016. Significance (p) values in Fig. 8 illustrate results of the t-tests, showing that in 09.2015 and 09.2016 pool bank heights from E and W plot were significantly different, whereas in 05.2015 they show no significant difference (confidence level being set to 95% in all cases).

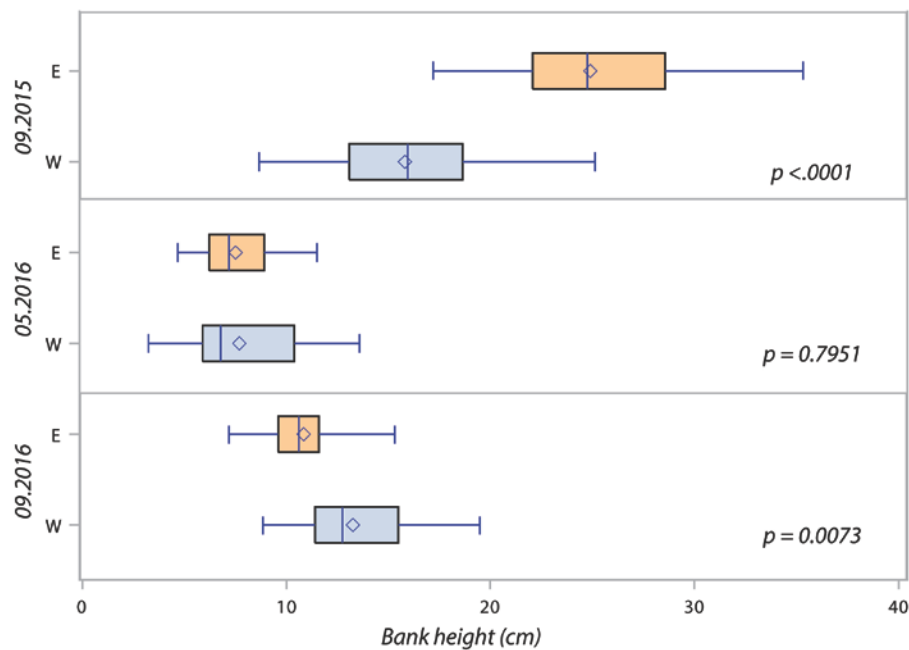


FIG 8. Distribution of average height of manual measurements.

Manual measurements are shown in Fig. 9 alongside with replicated profile measurements from SfM DSM and results of the developed semi-automatic workflow that extracts values over entire 1 m wide zone around the pool. In all the cases pool bank heights of same 13 pools for plots E and W are shown on the graph. Manual measurements and profile measurements on SfM DSM show overall similarity in their pattern of change. Bank heights vary more in plot E than in plot W. Calculated model shows higher (ca 10 cm) average values than manual measurements and profile measurements on DSM, but the pattern is same: highest value in 09.2015, lowest value (lowest bank height) on 05.2016 and somewhere in between on 09.2016.

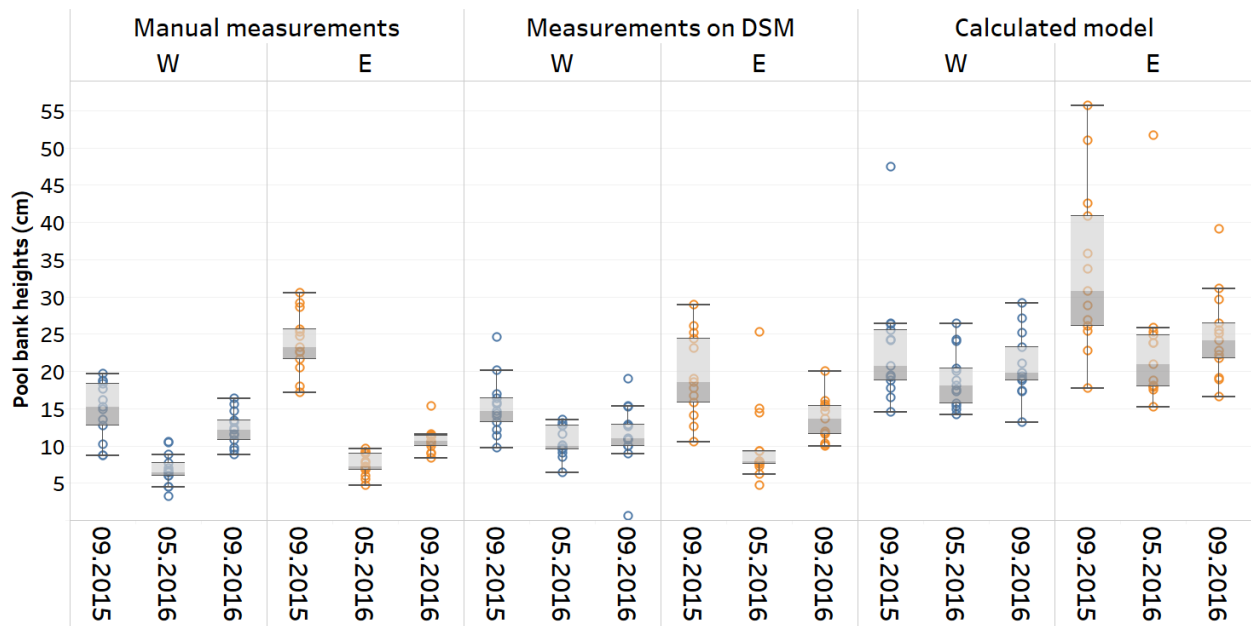


FIG. 9. Comparison of pool bank heights of 13 pools from plots E and W and their bank heights acquired from manual measurements, analogous measurements from DSM and calculation using semi-automatic workflow.

Semi-automatic workflow allows us to quantify relative height of the bog surface within wider zones, therefore we analysed 10 m wide zone around the each pool (70 for E plot and 76 for W plot) with 1 m step size. Lidar DEM was also included for comparison and results are shown in Fig. 10. One can see that bog surface is generally always higher for plot E, marked by solid lines. We can directly compare result of the 05.2016 SfM DSM and lidar-based DEM. Lidar DEM shows flattening surface profile away from bog pool border, there slope of the profile drops to (almost) zero after first 5-6 m. Whereas profiles from SfM DSM continue to rise, although less than during initial steeper rise within first 5-6 m. This discrepancy is probably caused by inclusion of the underbrush and tree “stumps” (remnants of the SfM point cloud classification) to the SfM DSMs.

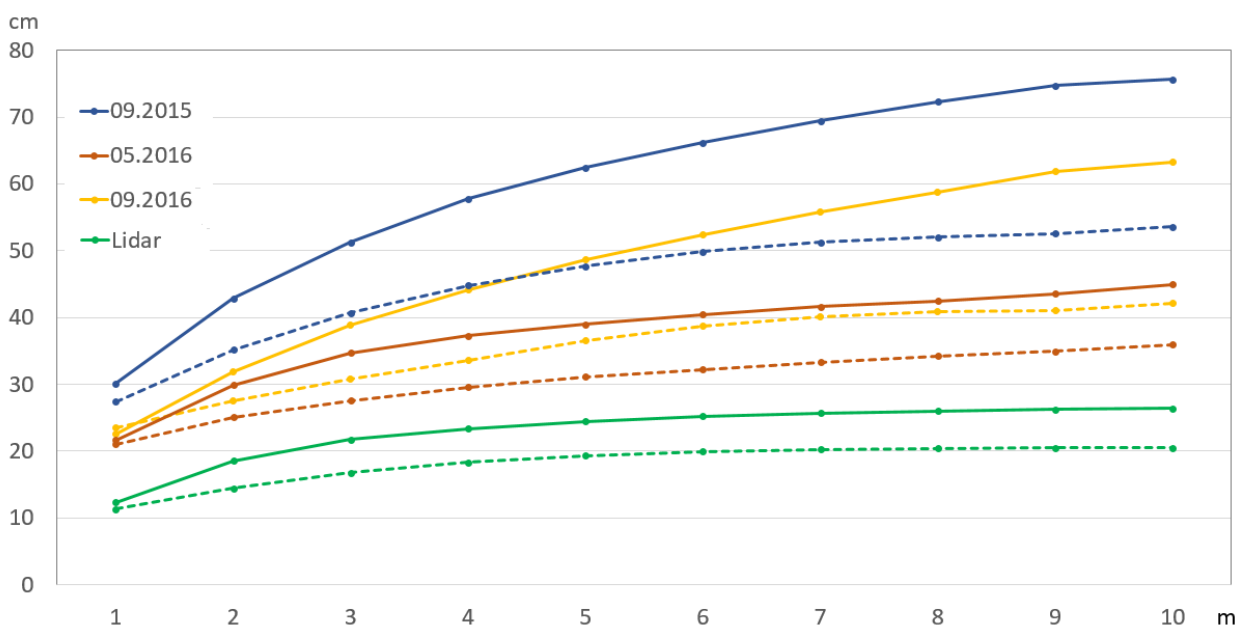


FIG. 10. Calculated average pool bank height (plot E solid line and plot W dashed line) across distance zones from 1 to 10 m.

Lidar DEM also shows considerably lower relative surface heights compared to SfM DSM, a phenomena that also is visible in Fig. 9, which considers only first meter around the bog pools. This is caused by prevailing vertical pool banks that require very high point density if one wants to correctly capture those. Available lidar point density is too small and single beam footprint too big for that task. As a result lidar DEM, with pixel size of 1 m, smooths out vertical section of the bank (Fig. 11). At the same time water level of the pool, a stratum against which relative height is calculated, is obtained within 0.3 m (blue zone in Fig. 11) from the bog pool border - a relatively narrow zone, where lidar DEM still suffers from its lower resolution.

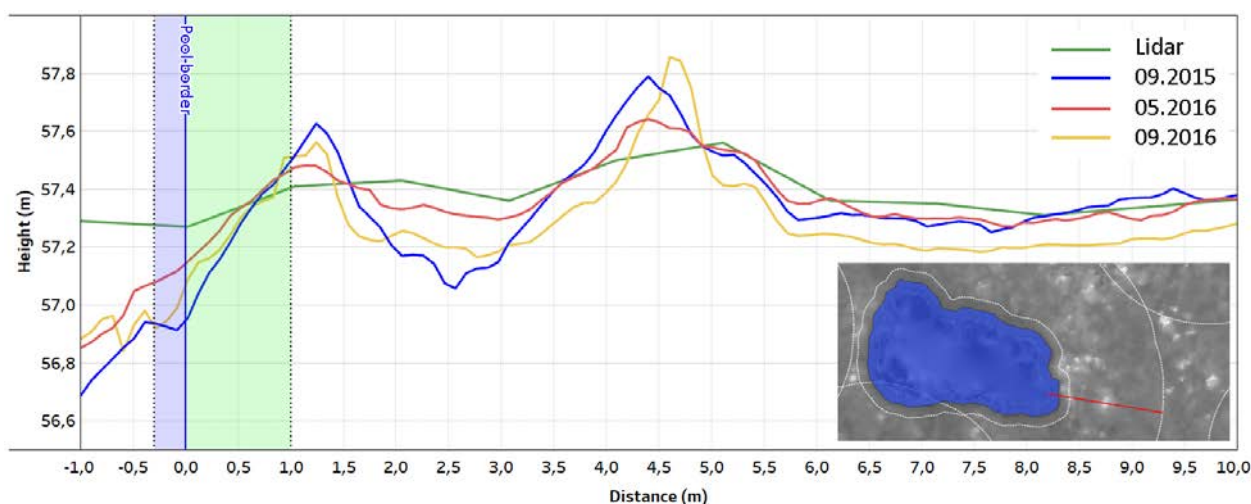


Fig.11. Example elevation profiles comparing different DSMs and Lidar elevation data.

DISCUSSION

Literature review reveals huge increase of UAV based monitoring efforts in general and also in wetlands. Overview of publications using image-based surface reconstruction from 2012 to 2015 made by [Eltner et al. \(2016\)](#) looks through 65 of them and 52 of them are from last 2 years. This has happened hand in hand with lowering cost of the hardware and increasing availability of data-processing products and methods like SfM. Most of wetland related studies are focused so far to one-time vegetation mapping that benefit mostly from very high resolution UAV photos. UAVs also allow high and flexible temporal coverage, but such studies require naturally longer effort and are therefore much less found in the literature. Some examples of multi-temporal studies using SfM methodology are [James and Varley \(2012\)](#), [Lucieer et al. \(2013\)](#) and [Eltner et al. \(2015\)](#). One of the obvious objectives for such studies would be expected change detection, like monitoring of wetland restoration efforts or recording negative human impact to valuable ecosystems. We also need to properly monitor natural seasonal or event based changes before we attempt to quantify results of the human actions. UAVs clearly offer resolution, both in spatial and temporal scale, that allows us to conduct such studies in an affordable way. Analysing such datasets brings forth new challenges like surface matching or illumination differences, that are brought out by [Bemis et al. \(2014\)](#) and [James and Robson \(2012\)](#) saying that overcast but bright days are most suitable for image capture. Our study proves that widely available hard- and software tools are already suitable for such tasks.

SfM is most used method nowadays that researchers use for common UAV RGB photos and it has been proved many times it enables generation of 3D surface models with high accuracy. As an example [Reshetyuk & Mårtensson \(2016\)](#) demonstrate that it is possible to create DEM with height uncertainty of less than 20mm for flat terrain from UAV images acquired from a flying height of up to about 160 m using only 5 GCPs. It is also well documented that SfM does not work well for DEM generation within specific conditions like reflective or very low textured surfaces as water, sand and snow ([Gómez-Gutiérrez et al., 2014](#); [Mancini et al., 2013](#);). Another special case is high and variable vegetation (trees) that can appear very variable from different

photographed angles or move if wind is present (Eltner et al., 2015; Castillo et al., 2012). This favours its use in relatively treeless environment like urban or arid environment and inhibits its use in forests; however there is a lot of middle ground like northern wetlands with sparse tree cover. Our study shows that we can use SfM for bog surface extraction under up to 30% tree coverage without seriously deteriorating accuracy. Other possible methodological steps, like oblique angle photos, may be added in order to push this limit further but this topic needs additional research.

Including oblique imagery is also suggested by James and Robson (2014) as one option to avoid the dome effect. Dome effect is observed in several studies and is more thoroughly analysed also in Eltner and Schneider (2015) and Wackrow and Chandler (2011). According to them it appears usually when parallel-axes data acquisition is used (nadir photos) along with self calibrating bundle adjustment (leads to inaccurate correction of radial lens distortion) and/or there is not enough GCPs used or the configuration lacks the necessary quality. In this research also only nadir photos were used and no camera calibration parameters were given however doming effect was not observed. Comparison with DSMs from 05.2016 to lidar DEM show no sign of doming effect.

Our study mixes two derivatives from SfM point cloud: orthophoto based ML classification that provides bog pool borders and digital bog surface model. Improving classification quality for bog pools could be done by including more data (for example DSM, multispectral camera and near infrared (NIR) band) into the classification process. The most obvious one would be DSM as it is already product of the SfM. Zhang et al. (2015) uses DSM as complementary information for ultra-high resolution orthophoto classification and says it can greatly enhance classification accuracy from 63% to 94%. In our case the biggest problem for DSM generation were noisy water surfaces in bog pools. it appears that we can still extract water level by using only narrow strip (0.3 m) next to the pool border but generally pool areas had very poor DSM. One option is to manually classify bog pools as “water” in Agisoft Photoscan and not to use this class in DSM generation but this requires considerable workload as this classification must be done manually (although Photoscan region growing wizard helps a lot in this). Early tests showed only small improvement of classification needed for our task, so the decision was made to skip this step. Still, for one-time mapping it would be worth considering. Adding vegetation height would also help with vegetation classification, but it would be problematic with areas of denser tree cover, because ground surface could not be retrieved with SfM. In such situation combination of (UAV based) lidar with SfM based orthophoto would have clear advantage but the cost of such hardware is at least now several tenfolds higher than basic UAV with RGB camera.

Image classification could be improved by also having additional NIR band. For example, modified NIR camera is used to assess water quality in (Su & Chou, 2015), but could be accommodated also to improve separation of water and vegetation that would help delineating pool borders. Very high resolution colour infrared (CIR) images with object based image analysis (OBIA) were used in Luhmann et al. (2016) study to achieve classification of vegetation on species and microform level. OBIA adds a lot of different quantitative, scale, pattern and shape based measures that can be included into classification process. The compromise here on the other hand is workload and the precision needed. Pool border is direct input to its water level and bank height calculation since it is the start for buffer zones used for statistics calculation. ML classification used in this research gave quite good results considering the small workload needed. Problems with shadows included in pools and some pool areas excluded because of the peat risen up from the bottom of the pool were further removed by joining pool areas from different timesteps.

Surface oscillations in wetlands eq “mire breathing” are known for a long time (Ingram, 1983). Very few actual (point) measurements are available for this phenomena although it is responsible up 40% of the seasonal changing water budget of the bogs and therefore should be included to mire-water models (Kellner & Halldin, 2002). Peatland surface oscillates reversibly in response to changes in effective stress, mainly because of water level fluctuations caused by precipitation seepage and evaporation. Peat surface rises after rainfall and shrinks during the dry periods. Kennedy & Price (2005) observed seasonal greater surface elevations up to 5 cm. Peatland surface level may also oscillate significantly due to changes in entrapped gas volume. Glaser et al. (2004) observed surface level deformations in both the vertical and horizontal planes, they attributed it to ebullition (release of free-phase gas in the form of bubbles), that exceeded 20 cm in less than 12 hours. Our studies (unpublished data) in Estonian bogs suggest that seasonal surface fluctuations can reach in some cases 30 cm - a change that can be detected with SfM methodology. Point cloud aligning and registration procedures available in CloudCompare software may enhance change detection if one uses ridges as “anchor points”, since it is shown that ridges are much more stable than hollows or lawn in between (Waddington et al., 2010). General profiles from Fig. 10 also suggest that not only does the water level fluctuate in the pools but also surrounding areas, usually *Sphagnum* moss lawns, move themselves. Bog-scale microrelief classification and its spatio-

temporal relationship with hydrology and vegetation is another promising research field for UAV based wetlands research.

Our study shows significant difference between pool bank heights in plots E and W during the low-stand season (both 09.2015 and 09.2016). Bog pool heights equalize in spring time as it is a lot of water available due to snow-melt. Data from nearby (16 km) weather station prove that entire 2015 was very dry (64% precipitation from normal) and August received even less water (28% from normal) whereas entire 2016 (113%) and especially August (170%) had more than average precipitation. This explains the difference between years 2015 and 2016 but does not explain significant differences between E and W plot. Positioning of the study sites (Fig. 1) points to eastward underground mine as a possible external sink that causes additional seepage through the bog pool bottoms. Groundwater depression, that the mine generates, is deeper at the eastern side of the bog and this is the most likely cause to the discrepancy between the E and W plot (Fig. 9 and 10).

CONCLUSIONS

UAVs together with SfM methodology accompanied with new sensors and advanced software provide fast and relatively cheap option for wetland research. High temporal and spatial resolution makes it possible to notice seasonal and also very fast and event based changes in the northern bogs. In relatively treeless wetlands it allows vegetation and hydrological surveys with precision that was not possible before those techniques emerged. Our study mapped spatio-temporal changes of the bog pool water level and surrounding bog surface in the Selisoo bog. Main results of this study are following:

- (a) SfM surfaces generated from UAV photos are accurate enough to catch seasonal fluctuations of the bog pool water levels and surrounding areas;
- (b) In our study area bog pool water levels seasonally fluctuate up to 20 cm relatively to surrounding 1 m;
- (c) Discrepancies between two study plots are most likely caused by nearby underground mine.

ACKNOWLEDGEMENT

The authors would like to thank Estonian Land Board who provided lidar dataset and associated metadata, Kristjan Rooni from University of Tartu who helped with field work and Jüri-Ott Salm who helped to improve the manuscript.

REFERENCES

- BELYEA, L. R. and LANCASTER, J., 2002. Inferring landscape dynamics of bog pools from scaling relationships and spatial patterns. *Journal of Ecology*, 90: 223–234.
- BEMIS, S. P., MICKLETHWAITE, S., TURNER, D., JAMES, M. R., AKCIZ, S., THIELE, S. T. and BANGASH, H. A., 2014. Ground-based and UAV-Based photogrammetry: A multi-scale, high-resolution mapping tool for structural geology and paleoseismology. *Journal of Structural Geology*, 69, Part A, 163–178. doi:10.1016/j.jsg.2014.10.007.
- CASTILLO, C., PÉREZ, R., JAMES, M.R., QUINTON, J.N., TAGUAS, E.V. and GÓMEZ, J.A., 2012. Comparing the Accuracy of Several Field Methods for Measuring Gully Erosion. *Soil Science Society of America Journal*, 76, 1319–1332. doi:10.2136/sssaj2011.0390.
- COMAS, X., SLATER, L. and REEVE, A. S., 2005. Stratigraphic controls on pool formation in a domed bog inferred from ground penetrating radar (GPR). *Journal of Hydrology*, 315: 40–51. doi:10.1016/j.jhydrol.2005.04.020.
- COMAS, X., SLATER, L. and REEVE, A. S., 2011. Pool patterning in a northern peatland: Geophysical evidence for the role of postglacial landforms. *Journal of Hydrology*, 399: 173–184. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.12.031.
- ELTNER, A., KAISER, A., CASTILLO, C., ROCK, G., NEUGIRG, F. and ABELLÁN, A., 2016. Image-based surface reconstruction in geomorphometry – merits, limits and developments. *Earth Surface Dynamics* 4, 359–389. doi:10.5194/esurf-4-359-2016.
- ELTNER, A. and SCHNEIDER, D., 2015. Analysis of Different Methods for 3D Reconstruction of Natural Surfaces from Parallel-Axes UAV Images. *The Photogrammetric Record*, 30, 279–299, doi:10.1111/phor.12115.
- ELTNER, A., BAUMGART, P., MAAS, H.-G. and FAUST, D., 2015. Multi-temporal UAV data for automatic measurement of rill and interrill erosion on loess soil. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40, 741–755. doi:10.1002/esp.3673.
- FURUKAWA, Y., CURLESS, B., SEITZ, S. M. and SZELISKI, R., 2010. Towards Internet-scale multi-view stereo, in: *IEEE Conference on Computer Vision and Pattern Recognition (CVPR)*, 1434–1441, doi:10.1109/CVPR.2010.5539802.
- GAIANI, M., REMONDINO, F., APOLLONIO, F. I. and BALLABENI, A., 2016. An Advanced Pre-Processing Pipeline to Improve Automated Photogrammetric Reconstructions of Architectural Scenes. *Remote Sensing*, 8: 178. doi:10.3390/rs8030178.
- GLASER, P. H., CHANTON, J. P., MORIN, P., ROSENBERY, D. O., SIEGEL, D. I., RUUD, O., CHASAR, L. I. and REEVE, A. S., 2004. Surface deformations as indicators of deep ebullition fluxes in a large northern peatland. *Global biogeochemical cycles*, Vol. 18, GB1003, doi:10.1029/2003GB002069.
- GÓMEZ-GUTIÉRREZ, Á., DE SANJOSÉ-BLASCO, J.J., DE MATÍAS-BEJARANO, J. and BERENGUER-SEMPERE, F., 2014. Comparing Two Photo-Reconstruction Methods to Produce High Density Point Clouds and DEMs in the Corral del Veleta Rock Glacier (Sierra Nevada, Spain). *Remote Sensing*, 6, 5407–5427. doi:10.3390/rs6065407.
- GONÇALVES, J. A. and HENRIQUES, R., 2015. UAV photogrammetry for topographic monitoring of coastal areas. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 104: 101–111. doi:10.1016/j.isprsjprs.2015.02.009.
- HARWIN, S., LUCIEER, A. and OSBORN, J., 2015. The Impact of the Calibration Method on the Accuracy of Point Clouds Derived Using Unmanned Aerial Vehicle Multi-View Stereopsis. *Remote Sensing*, 7, 11933–11953. doi:10.3390/rs70911933.
- HIEMAA, H., MUSTASAAR, M., KOHV, M., HANG, T., JÖELEHT, A., LASBERG, K. and KALM, V., 2014. Geological settings of the protected Selisoo mire (northeastern Estonia) threatened by oil shale mining. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 63(2), 97. doi:10.3176/earth.2014.09.
- INGRAM H. A. P., 1983. Hydrology. *Ecosystems of the World 4A, Mires: swamp, bog, fen and moor* (Eds. Gore, A. J. P.), Elsevier, Oxford, 478 pages: 67–158.

- JAMES, M. R. and ROBSON, S., 2014. Mitigating systematic error in topographic models derived from UAV and ground-based image networks. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39, 1413–1420. doi:10.1002/esp.3609.
- JAMES, M. R. and ROBSON, S., 2012. Straightforward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera: Accuracy and geoscience application. *Journal of Geophysical Research*, 117, F03017. doi:10.1029/2011JF002289.
- JAMES, M.R. and VARLEY, N., 2012. Identification of structural controls in an active lava dome with high resolution DEMs: Volcán de Colima, México. *Geophysical Research Letters*, 39, L22303. doi:10.1029/2012GL054245.
- KAROFELD, E., 1998. The dynamics of the formation and development of hollows in raised bogs in Estonia. *The Holocene*, 8(6), 697–704. doi:10.1191/095968398677584475.
- KAROFELD, E. and TÖNISSON, H., 2012. Spatio-temporal changes in bog pool bottom topography – temperature effect and its influence on pool development: an example from a raised bog in Estonia. *Hydrological Processes*. doi: 10.1002/hyp.9624.
- KELLNER, E. and HALLDIN, S., 2002. Water budget and surface-layer water storage in a Sphagnum bog in central Sweden. *Hydrological Processes*, 16: 87–103. doi:10.1002/hyp.286.
- KENNEDY, G. W. and PRICE, J. S., 2005. A conceptual model of volume-change controls on the hydrology of cutover peats. *Journal of Hydrology*, 302: 13–27. doi:10.1016/j.jhydrol.2004.06.024.
- LODE, E., ROOSAARE, J. and PENSA, M., 2010. Typological Up-Scaling of Wooded Peatlands. Chapter 26 in *Forest Management and the Water Cycle, Ecological Studies* (Eds. Bredemeier, M., Cohen, S., Godbold, D. L., Lode, E., Pichler, V., Schleppi, P.). Springer Netherlands, 531 pages: 471–496.
- LOWE, D. G., 2004. Distinctive Image Features from Scale-Invariant Keypoints. *International Journal of Computer Vision*, 60: 91–110. doi:10.1023/B:VISI.0000029664.99615.94.
- LUHMANN, T., FRASER, C. and MAAS, H.-G., 2015. Sensor modelling and camera calibration for close-range photogrammetry. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, doi:10.1016/j.isprsjprs.2015.10.006.
- LUCIEER, A., JONG, S. M. DE and TURNER, D., 2013. Mapping landslide displacements using Structure from Motion (SfM) and image correlation of multi-temporal UAV photography. *Progress in Physical Geography*, 38, 97–116. doi:10.1177/0309133313515293.
- MANCINI, F., DUBBINI, M., GATTELLI, M., STECCHI, F., FABBRI, S., GABBIANELLI, G., 2013. Using Unmanned Aerial Vehicles (UAV) for High-Resolution Reconstruction of Topography: The Structure from Motion Approach on Coastal Environments. *Remote Sensing*, 5, 6880–6898. doi:10.3390/rs5126880.
- MARANDI, A., KARRO, E., POLIKARPUS, M., JÖELEHT, A., KOHV, M., HANG, T. and HIEMAA, H., 2013. Simulation of the hydrogeologic effects of oil-shale mining on the neighbouring wetland water balance: case study in north-eastern Estonia. *Hydrogeology Journal*, 21(7), 1581–1591, doi:10.1007/s10040-013-1032-x.
- MARANDI, A., VEINLA, H. and KARRO, E., 2014. Legal aspects related to the effect of underground mining close to the site entered into the list of potential Natura 2000 network areas. *Environmental Science & Policy*, 38, 217–224. doi:10.1016/j.envsci.2014.01.003.
- NIINEMETS, E., PENSA, M. and CHARMAN, D.J., 2011. Analysis of fossil testate amoebae in Selisoo Bog, Estonia: local variability and implications for palaeoecological reconstructions in peatlands. *Boreas*, 40, 367–378. doi:10.1111/j.1502-3885.2010.00188.x.
- ORRU, M., VAIZENE, V., PASTARUS, J. R., SYSTRA, Y. and VALGMA, I., 2013. Possibilities of oil shale mining under the Selisoo mire of the Estonia oil shale deposit. *Environmental Earth Sciences*, 70, 3311–3321. doi:10.1007/s12665-013-2396-x.
- OTSMAA, M., 2013. Mining under Kalina and Selisoo Bogs. In *Environment. Technology. Resources. Proceedings of the International Scientific and Practical Conference. Volume 1* (Ed. Noviks, G., Leal, W., Kronbergs, E., Teirumnieks, E., Kliučininkas, L., Tepfers, R., Plohov, I., Lazov, L., Grabusts, P., Martinovs, A.). Rezekne, 256 pages: 175–181.
- PAAL, J., ILOMETS, M., FREMSTAD, E., MOEN, A., BØRSET, E., KUUSEMETS, V., TRUUS, L. and LEIBAK, E. (Eds.) 1998. Estonian wetlands inventory 1997. Publication of the project “Estonian Wetlands Conservation and Management”. Eesti Loodusfoto, Tartu. 166 + 28 pages.

- PAAL, J. and LEIBAK, E. (Eds.) 2011. *Estonian Mires: Inventory of Habitats*. Publication of the Project Estonian Mires Inventory Completion for Maintaining Biodiversity. Eestimaa Looduse Fond, Tartu. 225 pages.
- RESHETYUK, Y. and MÅRTENSSON, S.-G., 2016. Generation of Highly Accurate Digital Elevation Models with Unmanned Aerial Vehicles. *The Photogrammetric Record*, 31: 143–165. doi:10.1111/phor.12143.
- RYDIN, H., JEGLUM, J. K. and JEGLUM, J. K., 2013. *The biology of peatlands*, 2nd edition. Oxford University Press. 382 pages.
- SMITH, M. W. and VERICAT, D., 2015. From experimental plots to experimental landscapes: topography, erosion and deposition in sub-humid badlands from Structure-from-Motion photogrammetry. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40: 1656–1671. doi:10.1002/esp.3747.
- SNAVELY, N., SEITZ, S. M. and SZELISKI, R., 2008. Modeling the World from Internet Photo Collections. *International Journal of Computer Vision*, 80: 189–210. doi:10.1007/s11263-007-0107-3.
- SONA, G., PINTO, L., PAGLIARI, D., PASSONI, D. and GINI, R., 2014. Experimental analysis of different software packages for orientation and digital surface modelling from UAV images. *Earth Science Informatics*, 7: 97–107. doi:10.1007/s12145-013-0142-2.
- SU, T.-C. and CHOU, H.-T., 2015. Application of Multispectral Sensors Carried on Unmanned Aerial Vehicle (UAV) to Trophic State Mapping of Small Reservoirs: A Case Study of Tain-Pu Reservoir in Kinmen, Taiwan. *Remote Sensing*, 7: 10078–10097. doi:10.3390/rs70810078.
- TONKIN, T. N. and MIDGLEY, N. G., 2016. Ground-Control Networks for Image Based Surface Reconstruction: An Investigation of Optimum Survey Designs Using UAV Derived Imagery and Structure-from-Motion Photogrammetry. *Remote Sensing*, 8, 786. doi:10.3390/rs8090786.
- TONKIN, T. N., MIDGLEY, N. G., GRAHAM, D. J. and LABADZ, J. C., 2014. The potential of small unmanned aircraft systems and structure-from-motion for topographic surveys: A test of emerging integrated approaches at Cwm Idwal, North Wales. *Geomorphology*, 226: 35–43. doi:10.1016/j.geomorph.2014.07.021.
- UYSAL, M., TOPRAK, A. S. and POLAT, N., 2015. DEM generation with UAV Photogrammetry and accuracy analysis in Sahitler hill. *Measurement*, 73: 539–543. doi:10.1016/j.measurement.2015.06.010.
- VAASMA, T., KARU, H., KIISK, M., PENSA, M., ISAKAR, K., REALO, E., ALLIKSAAR, T. and TKACZYK, A. H., 2016. Pb-210 and fly ash particles in ombrotrophic peat bogs as indicators of industrial emissions. *Journal of Environmental Radioactivity*, doi:10.1016/j.jenvrad.2016.07.027.
- WACKROW, R. and CHANDLER, J. H., 2011. Minimising systematic error surfaces in digital elevation models using oblique convergent imagery. *The Photogrammetric Record*, 26, 16–31. doi:10.1111/j.1477-9730.2011.00623.x.
- WADDINGTON, J. M., KELLNER, E., STRACK, M. and PRICE, J. S., 2010. Differential peat deformation, compressibility, and water storage between peatland microforms: Implications for ecosystem function and development. *Water Resources Research*, 46, W07538, doi:10.1029/2009WR008802.
- ZHANG, Q., QIN, R., HUANG, X., FANG, Y. and LIU, L., 2015. Classification of Ultra-High Resolution Orthophotos Combined with DSM Using a Dual Morphological Top Hat Profile. *Remote Sensing*, 7: 16422–16440. doi:10.3390/rs71215840.

Lihtlitsents lõputöö reprodutseerimiseks ja lõputöö üldsusele kättesaadavaks tegemiseks

Mina, Lii Vammus,

1. annan Tartu Ülikoolile tasuta loa (lihtlitsentsi) enda loodud teose

Selisoo laugaste seire kaevanduse mõju tuvastamiseks soo veerežiimile,

mille juhendaja on Marko Kohv,

1.1.reprodutseerimiseks säilitamise ja üldsusele kättesaadavaks tegemise eesmärgil, sealhulgas digitaalarhiivi DSpace-is lisamise eesmärgil kuni autoriõiguse kehtivuse tähtaja lõppemiseni;

1.2.üldsusele kättesaadavaks tegemiseks Tartu Ülikooli veebikeskkonna kaudu, sealhulgas digitaalarhiivi DSpace'i kaudu kuni autoriõiguse kehtivuse tähtaja lõppemiseni.

2. olen teadlik, et punktis 1 nimetatud õigused jäävad alles ka autorile.

3. kinnitan, et lihtlitsentsi andmisega ei rikuta teiste isikute intellektuaalomandi ega isikuandmete kaitse seadusest tulenevaid õigusi.

Tartus, **22.05.2017**